

**ISOTOPENGEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN
BASISCHER UND INTERMEDIÄRER MAGMATITE**

**Genese und Altersstellung
redwitzitischer Gesteine Nordostbayerns**

KARL PETER HOLL

Disbui. München

1989



Digitized by the Internet Archive
in 2026

**ISOTOPENGEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN BASISCHER UND INTERMEDIÄRER
MAGMATITE:**

Genese und Altersstellung redwitzitischer Gesteine Nordostbayerns

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
an der
Fakultät für Geowissenschaften
der
LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT
München

vorgelegt von
KARL PETER HOLL
München, den 30. 6. 1988

1. Berichterstatter: Dr. habil. H. Köhler

2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Troll

Tag der mündlichen Prüfung: 11. Januar 1989

The interpretation of these isochrons must also take into account the possibility of a mantle plume beneath the Pacific Ocean. The fact that the isochrons are not linear and that the age of the oceanic crust increases with distance from the trench is a strong argument in favor of a mantle plume.

There is a possibility that the isochrons are not linear and that the age of the oceanic crust increases with distance from the trench. This is a strong argument in favor of a mantle plume.

There is a possibility that the isochrons are not linear and that the age of the oceanic crust increases with distance from the trench. This is a strong argument in favor of a mantle plume.

There is a possibility that the isochrons are not linear and that the age of the oceanic crust increases with distance from the trench. This is a strong argument in favor of a mantle plume.

There is a possibility that the isochrons are not linear and that the age of the oceanic crust increases with distance from the trench. This is a strong argument in favor of a mantle plume.

"In view of this we reiterate that the simplest explanation of an apparent isochron may be that it is a real one"

**A. W. Hofmann & W. M. White (1981):
Mantle plumes from ancient oceanic crust**

There is a possibility that the isochrons are not linear and that the age of the oceanic crust increases with distance from the trench. This is a strong argument in favor of a mantle plume.

There is a possibility that the isochrons are not linear and that the age of the oceanic crust increases with distance from the trench. This is a strong argument in favor of a mantle plume.

There is a possibility that the isochrons are not linear and that the age of the oceanic crust increases with distance from the trench. This is a strong argument in favor of a mantle plume.

VORWORT

Die Untersuchungen zu dieser Dissertation wurden von 1985 bis 1988 am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität München durchgeführt. All jenen, die durch ihre Unterstützung zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, möchte ich an dieser Stelle danken.

-Herrn Dr. H. Köhler, der als mein Doktorvater die Anregung zu dieser Arbeit gab, mir die praktischen und theoretischen Arbeitsmethoden der Geochronologie näher brachte und mir durch seine ständige Diskussionsbereitschaft hilfreich zur Seite stand.

-Herrn Prof. Dr. G. Troll, der als Kenner der untersuchten Gesteine gleichfalls zu diesem Forschungsvorhaben anregte und mir durch seine Erfahrung zahlreiche Hinweise geben konnte.

-Herrn Dr. V. v. Drach für die Einführung in die Sm-Nd-Methode und für seine Anregungen und sein ständiges Interesse an meiner Arbeit, das mich zu neuen Ideen führte.

-Herrn Dipl. Phys. D. Müller-Sohnius für die Durchführung der Ar-Analysen sowie für die Unterstützung in Theorie und Praxis bei den massenspektrometrischen Messungen und der kritischen Interpretation der Ergebnisse.

-Herrn Dr. P. Horn, der bei der Durchführung der K-Analysen half und mich durch seine Diskussionsbeiträge oft einen großen Schritt weiter brachte.

-Herrn Prof. Dr. Huckenholz für die Erlaubnis zur Benutzung der Institutseinrichtungen.

-Allen Mitarbeitern des Lehrstuhls für Mineralogie und Petrographie der Universität München für ihre Unterstützung, die zum Entstehen dieser Arbeit beitrug.

Für die finanzielle Unterstützung des Forschungsvorhabens über Herrn Dr. H. Köhler und Herrn Prof. Dr. G. Troll für den Zeitraum von 3½ Jahren möchte ich mich bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft bedanken.

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
1. ZIELSETZUNG	1
2. EINLEITUNG	4
2.1. Struktur des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas .	4
2.2. Geologische Entwicklung des Grundgebirges der westlichen Böhmischen Masse	6
2.3. Zeitmarken in der Entwicklung der westlichen Böhmischen Masse	9
2.3.1. Alterswerte im Moldanubikum	9
2.3.2. Alterswerte im Saxothuringikums	10
2.3.3. Alterswerte in der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß	11
2.3.4. Alterswerte in der Münchberger Masse	11
2.3.5. Entwicklungsgeschichte der postorogenen Granit- intrusionen	13
2.3.5.1. Granite von Typ G 1	13
2.3.5.2. Granitisch-aplitische Sillintrusionen der Zone von Tirschenreuth-Mähring	15
2.3.5.3. Jüngere postogene Granite	15
2.3.5.4. Intrusivgesteine des Regensburger Waldes .	16
3. BASISCHE INTRUSIVGESTEINE IM ÜBERGANGSBEREICH VON SAXOTHURINGIKUM UND MOLDANUBIKUM	17
3.1. Basische und intermediäre Intrusivgesteine im Westteil der Böhmischen Masse	17
3.2. Basische Intrusivgesteine der Lokalität Marktredwitz und ihr geologischer Rahmen	18
3.2.1. Frühere Bearbeitungen	18
3.2.2. Petrologie und Geochemie	19
3.2.3. Geologischer Rahmen	21
3.2.3.1. Metamorphite	21
3.2.3.2. Granite	23

3.3.	Basische Sillintrusionen der Zone von Tirschenreuth-Mähring und ihr geologischer Rahmen	25
3.4.	Granodiorite der Lokalität Reuth/Erbendorf und ihr geologischer Rahmen	27
3.5.	Diorite und Granodiorite des Spessarts, Odenwalds und der nördlichen Vogesen	29
3.6.	Geotektonische Stellung	31
4.	PROBLEMATIK UND ZIELE	32
5.	ERGEBNISSE	34
5.1.	Rb/Sr-Geochronologie	34
5.1.1.	Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter	34
5.1.2.	Rb/Sr-Biotitalter	38
5.2.	K/Ar-Alter von Hornblenden und Biotiten aus Gesteinen der Lokalität Marktredwitz	40
5.3.	Die Sm/Nd-Methode und ihre Anwendung	43
5.3.1.	Einführung in die Sm/Nd-Methode	43
5.3.1.1.	Isotopie von Sm und Nd	45
5.3.1.2.	Geochemische Bedeutung der Nd-Isotopenverhältnisse	46
5.3.1.3.	Nd-Modellalter	48
5.3.2.	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse sowie Nd-Modellalter basischer bis saurer Magmatite Nordostbayerns	52
5.3.2.1.	Intrusivgesteine von Marktredwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf	52
5.3.2.2.	Granite vom Typ G 1	52
5.3.2.3.	Minerale einer Dioritprobe der Lokalität Marktredwitz.	53

6.	DISKUSSION UND INTERPRETATION DER ERGEBNISSE	54
6.1.	Problematik der Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter	54
6.2.	Mineralalter	56
6.2.1.	Rb/Sr-Biotitalter	56
6.2.2.	K/Ar-Hornblende- und Biotitalter	58
6.3.	Petrogenetische Modelle	59
6.3.1.	Entstehung 'fiktiver' Isochronen	59
6.3.2.	Modell I: Assimilation von granitischem Material durch ein basisches Magma	64
6.3.2.1.	Verteilung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und Sr- Elementkonzentrationen	64
6.3.2.2.	Verteilung der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - Verhältnisse	71
6.3.2.3.	Kombination der Sr- und Nd-Isotopen- verhältnisse	73
6.3.3.	Modell II: Remobilisierung und Mischung von Protolithen	78
6.4.	Stellung der basischen Intrusivgesteine im variszischen Orogen Mitteleuropas aufgrund Isotopengeochemischer Signaturen	84
7.	ZUSAMMENFASSUNG UND FOLGERUNGEN	89
8.	ANALYTISCHE METHODEN	93
8.1.	Gesteinsaufbereitung	93
8.2.	Chemische Aufbereitung von Gesamtgesteins- und Mineralproben zur massenspektrometrischen Analyse	94



8.3.	Meßtechnik	98
8.3.1.	Röntgenfluoreszenzanalysen	98
8.3.2.	Massenspektrometrische Messungen zur Bestimmung der Rb-Isotopenverhältnisse	98
8.3.3.	Bestimmung der Sm-, Nd- und Sr-Isotopenverhältnisse mit dem Feststoffmassenspektrometer vom Typ MAT 261	99
8.4.	Bestimmung der Kalium- und Argon-Konzentrationen und der Ar-Isotopenverhältnisse	100
8.5.	Auswertung der Meßergebnisse	102
8.5.1.	Korrekturen	102
8.5.1.1.	Elementkorrektur	102
8.5.1.2.	Fraktionierungskorrektur	102
8.5.1.3.	Spikekorrektur	104
8.5.2.	Bestimmung der Rb-, Sr-, Nd- und Sm-Element- konzentrationen und der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und Berechnung der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse	105
8.6.	Standard- und Blankmessungen	109
9.	STATISTIK	112
9.1.	Fehlerrechnung	112
9.2.	Anwendung	113
9.2.1.	Streuung der Isotopenverhältnisse bei der massenspektrometrischen Messung	114
9.2.2.	Reproduzierbarkeit der Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen	115
9.2.3.	Streuung der Isotopenverhältnisse in der Natur; Fehlerbetrachtung zur Isochronenberechnung	117
10.	TABELLEN	118

11.	AUFSCHLUß- UND GESTEINSBESCHREIBUNG	131
11.1.	Lokalität Marktredwitz	131
11.2.	Lokalität Tirschenreuth-Mähring	135
11.3.	Lokalität Reuth/Erbendorf	136
12.	LITERATUR	137
13.	VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN	147
14.	VERZEICHNIS DER TABELLEN	149

1. ZIELESETZUNG

In fast allen kristallinen Grundgebirgseinheiten treten basische und intermediäre Intrusivgesteine, wie beispielsweise Gabbros, Diorite, Tonalite und Granodiorite, auf. Diese Gesteinstypen sind zumeist mit Graniten vergesellschaftet. Im Vergleich zu den Graniten bilden die basischen Intrusiva nur einen geringen Teil der magmatischen Gesteine der Erdkruste.

Ihre Bildungsgeschichte im Hinblick auf die magmatischen Prozesse der Erdkruste ist von großer Bedeutung, da sie ein Bindeglied zwischen den Gesteinen des Erdmantels und den Gesteinen der Erdkruste darstellen. Zahlreiche geowissenschaftliche Forschungsarbeiten beschäftigten sich mit dem Problem, inwieweit basische Gesteine oder Gesteinsschmelzen zur Bildung der kontinentalen Erdkruste beigetragen haben (z. B. CHAPPELL & WHITE, 1974; PITCHER, 1979).

In dieser Arbeit wurden basische und intermediäre Magmatite, sogenannte Redwitzite*, des variszischen Grundgebirges der Böhmisches Masse mit den Methoden der Isotopengeochemie untersucht. Mit den gewonnenen Erkenntnissen soll ein Beitrag zum Verständnis magmatischer Bildungsprozesse geleistet werden. Ein weiteres Ziel war es, einen Vergleich mit ähnlichen Intrusivgesteinen des Mitteleuropäischen Variszikums (Spessart, Odenwald, Schwarzwalds und Vogesen) zu ziehen und somit einen genetischen Zusammenhang nachweisen oder ausschließen zu können.

* Im ostbayerischen Teil der Böhmisches Masse wurden bestimmte basische und intermediäre Gesteine von WILLMANN (1920) als Redwitzite bezeichnet. Dieser Name bezieht sich nur auf das Gefüge der Gesteine, sagt jedoch nichts über ihre chemische Zusammensetzung aus und hat dadurch nur lokale Bedeutung.

Im Laufe der Zeit wurden für die verschiedenen Vorkommen dieser Gesteine folgende Modelle zur Erklärung ihrer Entstehung vorgestellt:

- Tiefengesteinsfazies granitischer Lamporphyre (WILLMANN, 1920)
- Mischung basischer und saurer Magmen und nachfolgende Intrusion von Mischprodukten unterschiedlicher Zusammensetzung (WURM, 1932).
- Beeinflussung von Marmoren durch eine granitische Schmelze (STETTNER, 1960).
- Beeinflussung von Paragesteinen durch ein Magma gabbroider Zusammensetzung und nachfolgende Zumischung von granitischem Material (FISCHER, 1965).
- Magmatisch differenzierte, prägranitische Intrusivgesteine (TROLL, 1968; MIESSLER & PROPACH, 1987).
- Basische Randfazies postorogener Granitintrusionen (RICHTER & STETTNER, 1979).
- Anatektische Aufschmelzungsprodukte von Gneisen und Amphiboliten (MAGGETTI & NICKEL, 1973; WEBER-DIEFENBACH, 1974).
- Durch Regionalmetamorphose und Metasomatose veränderte Metabasite (OKRUSCH, 1983; STETTNER & RICHTER, 1985).
- Mischung von Gesteinen der Erdkruste mit einer juvenilen, möglicherweise vom Erdmantel abstammenden Komponente (LIEW & HOFMANN, 1988).

Die Vielzahl der Interpretationen zeigt, daß die Bildungsprozesse dieser Gesteine nicht geklärt sind.

Für die isotopengeochemischen Untersuchungen dieser Gesteine wurden drei Intrusivkomplexe des variszischen Grundgebirges der Böhmisches Masse ausgewählt:

- Intrusivkomplex von Marktredwitz
- Sillintrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring
- Intrusivkörper von Reuth/Erbendorf

Über Alter und Genese dieser Gesteine sollten folgende Werte Auskunft geben:

- Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter
- Rb/Sr-Gesamtgesteins/Biotitalter
- K/Ar-Alter von Hornblenden und Biotiten
- Sm/Nd-Mineralalter
- Initiale Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse
- Nd-Modellalter

Um einen genetischen Zusammenhang der drei Intrusiva mit granitischen und basaltischen Nebengesteinen zu untersuchen, wurden die Sm/Nd-Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteinsproben dieser Vorkommen bestimmt:

- Porphyrgranit von Weißenstadt-Marktleuthen*
- Liebensteiner Granit, ein Teilbereich des Falkenberger Granits (vergl. S. 14)*

Diese Arbeit gibt auch einen Überblick über publizierte Altersdaten und deren Interpretationen von Gesteinen des Westteils der Böhmisches Masse. Die Alterswerte der untersuchten Gesteinskomplexe können somit in ein umfassendes Entwicklungsbild eingliedert werden.

Bei der Sm/Nd-Methode handelt es sich um eine relativ neue Arbeitsmethode in der Isotopengeochemie, die durch diese Arbeit erstmals am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität München zur Anwendung kam. Die Grundlagen der Sm/Nd-Methode sind deshalb in einem Kapitel (5.3.1.) dargestellt.

* Probenmaterial wurde freundlicherweise von Herrn Dr. I. Wendt und Herrn Dr. H. Lenz von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover zu Verfügung gestellt.

2. EINLEITUNG

2.1. Struktur des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas

Das variszische Grundgebirge Mitteleuropas ist in drei strukturell verschiedene Zonen gegliedert (KOSSMAT, 1927, Abb. 1):

- Renoherzynikum
- Saxothuringikum
- Moldanubikum

Die renoherzynische Einheit (Harz, Rheinisches Schiefergebirge) besteht vorwiegend aus devonischen bis karbonischen Sedimenten, die einer altpaläozoischen, klastischen Serie auflagern. Nach BEHR et al. (1984) stellt die renoherzynische Einheit einen Akkretionskeil von Sedimentgesteinen dar, die durch Subduktion ihrer Unterlage zusammengeschuppt wurden.

Die saxothuringische Einheit (Nordwestteil der Böhmisches Masse, Spessart, Odenwald, nördlicher Schwarzwald und nördliche Vogesen) setzt sich zum großen Teil aus kambrischen bis karbonischen Sedimenten einer Flachwasserfazies zusammen, in denen Vulkanite und ihr Detritus enthalten sind. Die Gesteinsserien des Saxothuringikums sind i. allg. durch eine einphasige, schwachmetamorphe Überprägung gekennzeichnet (z.B. STETTNER, 1981).

Im Moldanubikum (Südteil der Böhmisches Masse, Schwarzwald, Vogesen, Massif Central) sind polymetamorphe Ortho- und Paragesteine verbreitet.

Ausgangsgesteine der metamorphen Serien des Moldanubikums sind zum größten Teil Sedimente und Vulkanite, deren Alter als algonkisch bis altpaläozoisch angesehen werden. Eine Metamorphose wird von zahlreichen Bearbeitern mit der *assyntischen Orogenese* in Verbindung gebracht (z.B. VOLL, 1960; STETTNER, 1981). Ergebnisse geochronologischer Untersuchungen deuten jedoch auf ein metamorphes Ereignis zur Zeit der *kaledonischen Gebirgsbildung* hin.

Während der *variszischen Ara* kam es in den Gesteinsserien des Moldanubikums zu einer thermischen Überprägung und zu tektonischen Verformungen.



Abbildung 1. Übersichtskarte der variszischen Grundgebirgeseinheiten Europas. I: Rhenoherynikum, II: Saxothuringikum, III: Moldanubikum. H: Harz, RS: Rheinisches Schiefergebirge, C: Cornwall, SO: Spessart-Odenwald, AM: Armorikanisches Massiv, BM: Böhmische Masse, S: Schwarzwald, V: Vogesen, MC: Französisches Zentralmassiv, IM: Iberisches Massiv. Das schraffierte Feld bezeichnet die Lage der Arbeitsgebiete (siehe Abb. 2 und Abb. 3).

Alle drei Grundgebirgseinheiten sind von postorogenen Granitoidkörpern variszischen Alters durchsetzt.

Die Ausbildung des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas wird nach der heute verbreiteten Vorstellung durch Subduktionsprozesse und einer anschließenden Kollision von Kontinentblöcken erklärt (e.g. BEHR et al., 1984; ZIEGLER, 1984). Diese Entwicklung ist durch die Überschiebung der moldanubischen Zone auf das Saxothuringikum im Übergangsbereich der beiden Einheiten gekennzeichnet (BEHR et al., 1984).

2.2. Geologische Entwicklung des Grundgebirges der westlichen Böhmisches Masse

Der Westteil der Böhmisches Masse wurde im Zuge der Lokationsfindung für das Kontinentale Tiefbohrprojekt (KTB) von zahlreichen Bearbeitern eingehend untersucht und die dabei gewonnenen Ergebnisse von WEBER & VOLLBRECHT (1986) zusammengestellt. Für die Entstehung des variszischen Orogens dieser Region leitet sich aus diesen Ergebnissen und aus Ergebnissen älterer Untersuchungen folgendes geologisches Entwicklungsmodell ab:

Die ältesten Gesteine der Böhmisches Masse, die heute alle in metamorphem Zustand vorliegen, waren Sedimente und Vulkanite, die als oberproterozoisch bis altpaläozoisch angesehen werden (Abb. 2; STETTNER, 1981).

In einem geosynklinalen Stadium führte submarine Sedimentation in verschiedenen Faziesräumen zur Bildung unterschiedlicher lithofazieller Gruppen, die als 'Bunte Gruppe' und 'Monotone Gruppe' bezeichnet werden (FISCHER, 1957; STETTNER, 1981).

Die 'Monotone Gruppe' zeichnet sich durch tonige und tonig-sandige Ablagerungen aus, die heute als einförmig ausgebildete Gneissareale vorliegen.

Die 'Bunte Gruppe' weist ebenfalls auf tonig-sandige Sedimente hin, die aber durch Einschaltung von karbonatischen und sapropelitischen Gesteinen und durch initiale Magmatite (Spillite, Keratophyre) gekennzeichnet sind. Die initialen Magmatite konzentrieren sich im Präkambrium in der oberproterozoischen 'Spillitgruppe' und in der stratigraphisch äquivalenten 'Bunten Gruppe' (STETTNER, 1981).

Vulkanite und Sedimente, die im Altpaläozoikum gebildet wurden, weisen auf eine Riftingphase zu dieser Zeit hin. Bei diesem Vorgang handelt es sich nach LISTER et al. (1986) um asymmetrisches Rifting, das zur Bildung lithologisch und strukturell verschiedener Kontinentalränder führte: Den NW-Rand bildeten Oberkrustengesteine, während der SE-Rand aus isostatisch aufgewölbten und ausgedünnten Unterkrustenmaterial besteht.

Im Anschluß an diese Riftingphase kam es zu einer Einengung der Kontinentalränder, die von einer nach SE einfallenden Subduktion begleitet wurde. Am südlichen, als aktiv angesehenen Kontinentalrand bildete sich ein Akkretionskeil, der Sedimente einer Wildflyschfazies (Bayerische Fazies) aufweist (STETTNER, 1981). Der passive Kontinentalrand im Norden ist durch die meist pelitischen Sedimente der sogenannten Thüringischen Fazies gekennzeichnet.

Mit zunehmender Einengung der Kontinentalränder wurden die Sedimente der Bayerischen Fazies des aktiven Kontinentalrandes auf die Sedimente der Thüringischen Fazies überschoben. Bei der anschließenden Kollision der Kontinente, kam es zu einer großräumigen Überschiebung der Einheiten des Moldanubikums auf das meist paläozoische Saxothuringikum. Seismische Reflektoren belegen eine nach Süden einfallende Kruste-Mantelgrenze, welche auf eine Überschiebung dieser beiden Einheiten schließen läßt.

Die Kollision der Kontinentalränder hatte außerdem eine Überschiebung von Deckenkomplexen zur Folge, die heute als Relikte in der Münchberger Gneismasse, der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß und in der Zone Tepl-Taus (ZTT) erhalten sind.

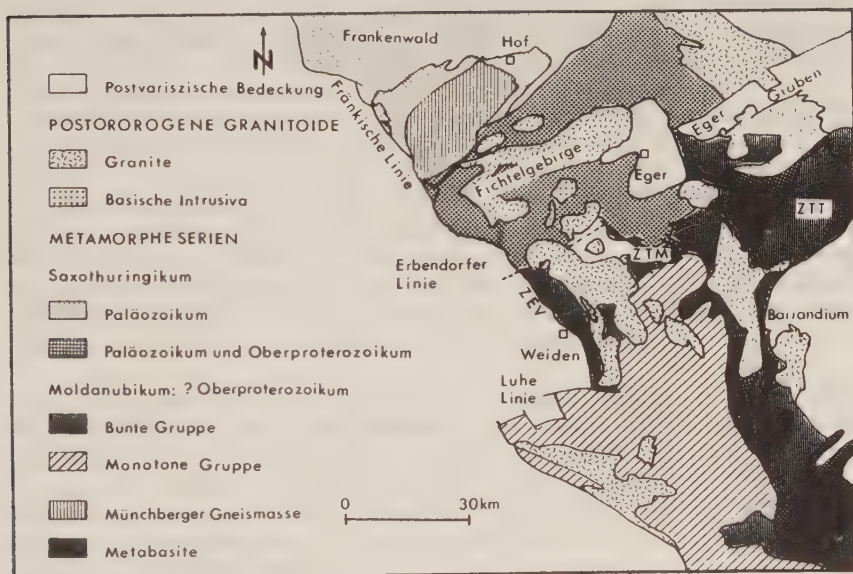


Abbildung 2. Schematische geologische Karte des variszischen Grundgebirges der westlichen Böhmisches Masse (entnommen aus: Geologische Karte von Bayern 1 : 500000, 3. Auflage, München 1981). ZEV: Zone von Erbdorf-Vohenstrauß, ZTM: Zone von Tirschenreuth-Mähring, ZTT: Zone von Tepl-Taus.

Die Übergangszone von Krusteneinheiten des Moldanubikums und Saxothuringikums ist durch eine prograde Metamorphose vom Niederdrucktyp (BLÜMEL, 1984, 1986) gekennzeichnet. Diese Grenzzone zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum ist in ihrem östlichen Teil in der Zone Tirschenreuth-Mähring (ZTM) aufgeschlossen. Im Westteil ist sie vom Deckenrelikt der Zone Erbdorf-Vohenstrauß überlagert. Die Erbdorfer Linie, die im Sinne KOSSMAT's (1927) die Trennung von Moldanubikum und Saxothuringikum darstellt, ist nach neueren Ansichten (WEBER, 1986) die Grenzzone zwischen Saxothuringikum und der auflagernden Zone von Erbdorf-Vohenstrauß.

Während der Abkühlungsphase der Niederdruckmetamorphose kam es durch Subduktion und isostatische Heraushebung von Krustensegmenten zur Intrusion der postdeformativen Granitoide des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz.

Durch postvariszische Krustenbewegungen wurde das Grundgebirge der Böhmisches Masse an Verwerfungen teils herausgehoben, teils abgesenkt. Entlang der tektonischen Bruchlinie des Eger Grabens kam es im Tertiär zu ausgedehntem basaltischem Vulkanismus. Das ungefaltete Deckgebirge mesozoisches bis quartären Alters ist nur in Teilbereichen erhalten (TROLL, 1968; STETTNER, 1981)

2.3. Zeitmarken in der Entwicklung der westlichen Böhmisches Masse

2.3.1. Alterswerte im Moldanubikum

U/Pb-Altersdaten von detritischen Zirkonen aus Paragneisen des Moldanubikums weisen auf zeitlich weit zurückliegende gesteinsbildende Ereignisse hin.

Die U/Pb-Isotopenverhältnisse dieser Zirkone liegen diskordant zur Concoradiakurve und ergeben obere Schnittpunktsalter von 2.6 Ga–2.4 Ga, die als Bildungsalter der Zirkone angesehen werden (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1973; GRAUERT et al., 1973, 1974; AHRENDT et al., 1986; HANSEN et al., 1988).

Die unteren Schnittpunktsalter weisen auf ein metamorphes Ereignis in den Gesteinen des Liefergebietes vor etwa 530 Ma hin (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1973; GRAUERT et al., 1973, 1974; AHRENDT et al., 1986; HANSEN et al., 1988).

Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an Paragneisanatexiten und Orthogesteinen des Südwestteils des Moldanubikums (Vorderer Bayerischer Wald) und U/Pb-Datierungen an Zirkonen dieser Gesteine ergeben Alterswerte, die von 490 Ma bis 430 Ma reichen. Sie werden als Zeitraum der Anatexis bzw. als Intrusion der Orthogneisprotolithen interpretiert (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1973; GRAUERT et al., 1973, 1974; KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS, 1985).

Aus den Mittelwerten der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse von fünf Arealen der Monotonen Serie des Moldanubikums errechneten KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1981, 1985) einen Alterswert von 563 ± 29 Ma. Dieser Wert wird durch eine weiträumige Angleichung der Sr-Isotopenverhältnisse erklärt und als Sedimentationsalter und/oder als prä-anatektisches, metamorphes Ereignis dieser Gesteine angesehen.

Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronenalter von moldanubischen Cordierit-Sillimanit-Gneisen der nördlichen Oberpfalz und Cordierit-Sillimanit-Gneisen im Übergangsbereich von Moldanubikum und Saxothuringikum südlich der Zone Tirschenreuth-Mähring ergeben 393 ± 12 Ma (HOFMANN et al., 1986) bzw. 379 Ma (TEUFEL et al., 1985). Diese Alter weisen auf die von BLÜMEL (1984, 1986) beschriebene Mitteldruckmetamorphose in diesem Grundgebirgsabschnitt hin.

Mineralalter, die mit verschiedenen Methoden bestimmt wurden sowie Rb/Sr-Kleinbereichsalter liegen zwischen 320 Ma bis 295 Ma. Von den Autoren werden sie als die Alter der Niederdruckmetamorphose (BLÜMEL, 1984, 1986) angesehen. Ebenso können diese Alterswerte aber auch mit einer thermischen Beeinflussung der untersuchten Gesteine durch die post-kinematischen Granitintrusionen in Verbindung gebracht werden. In Blastomyloniten weisen Rb/Sr-Kleinbereichsalter um 300 Ma auf eine Zeitspanne tektonischer Bewegungen hin (KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS, 1985; KREUZER et al., 1988; HANSEN et al., 1988).

2.3.2. Alterswerte im Saxothuringikum

U/Pb-Datierungen detritischer Zirkone von Gesteinen des Saxothuringikums (*Frauenbach-Quarzit*, von STETTNER (1981) als kambro-ordovizisch eingestuft) ergeben mit dem Moldanubikum vergleichbare Bildungsalter dieser Zirkone. Obere Schnittpunktsalter diskordanter Zirkone von etwa 2.3 Ga werden als Bildungsalter, untere Schnittpunktsalter von 560 Ma als Alter einer Metamorphose in den Gesteinen des Liefergebietes angesehen (GRAUERT, 1973; HANSEN et al., 1988).

Das Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter des Augengneises von Wunsiedel (Abb. 3 WS) im Fichtelgebirge beträgt 481 ± 15 Ma und wird als Intrusionsalter eines granitischen Protolithen erklärt (KREUZER et al., 1987). Dieser Protolith stellt möglicherweise das magmatische Äquivalent der altpaläozoischen Vulkanite dieser Region dar.

Untere Schnittpunktsalter diskordanter Zirkone aus dem sog. 'Epigneis' des Fichtelgebirges (STETTNER, 1981) von 449 ± 4 Ma werden als Zeitpunkt der Effusion der vulkanischen Ausgangsgesteine gedeutet (HANSEN et al., 1988).

Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von zwei metamorphen Gesteinsserien des Fichtelgebirges entsprechen nach KREUZER et al. (1987) mit 391 ± 24 Ma (Mylonitisierter Augengneis von Waldershof, Abb. 3 WS) und 377 ± 6 Ma (Meta-vulkanite des Westteils des Fichtelgebirges) zeitlich dem Höhepunkt der frühdevonischen Regionalmetamorphose (STETTNER, 1980).

Ähnlich wie in der moldanubischen Einheit liegen Mineralalter zwischen 330 Ma und 295 Ma. Sie zeigen eine regionale Metamorphose des Niederdruck-typs und/oder den thermischen Einfluß der postorogenen Granitintrusionen an (z.B. KREUZER et al., 1988).

2.3.3. Alterswerte in der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV)

Die U/Pb-Bildungsalter von detritischen Zirkonen aus Biotit-Plagioklas-Gneisen und Granat-Disthen-Gneisen der ZEV von 2.4 Ga entsprechen denen der Zirkone des Moldanubikums und des Saxothuringikums. Diese Werte weisen auf ein gemeinsames Bildungsalter dieser Zirkone hin (AHRENDT et al. 1986).

Die in der ZEV verbreiteten Metabasite und Orthogneise ergeben Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 531 ± 16 Ma (Amphibolit/ Orthogneis) und 525 ± 11 Ma (Bänderamphibolit), die als die Intrusionsalter der basischen Protolithen erklärt werden (AHRENDT et al., 1986).

Zirkone von Biotit-Plagioklas-Paragneisen der ZEV weisen untere U/Pb-Schnittpunktsalter von etwa 480 Ma auf. Dieser Alterswert zeigt wahrscheinlich das Ende einer regionalen Metamorphose an, die einen episodischen Bleiverlust in diesen Zirkonen hervorrief (HANSEN et al., 1988).

Idiomorphe Zirkone aus Orthogneisen ergeben U/Pb-Alter von 460 Ma, die als Zeitraum der Intrusion des magmatischen Ausgangsgesteins gedeutet werden (HANSEN et al., 1988).

Im *Westteil* der ZEV deuten zahlreiche Alterswerte, die mit verschiedenen Methoden ermittelt wurden, auf eine Metamorphose um 380 Ma hin (z.B. KREUZER et al., 1988). Dieses metamorphe Ereignis wurde von VOLL (1960) aufgrund von kritischen Mineralparagenesen als Mitteldruckmetamorphose eingestuft.

Im *Ostteil* hingegen häufen sich die Mineralalter bei etwa 325 Ma bis 290 Ma und sind der regionalen Niederdruckmetamorphose und/oder dem thermischen Einfluß der Granitintrusionen zuzurechnen (KREUZER et al., 1988; HANSEN et al., 1988).

2.3.4. Alterswerte in der Münchberger Masse

Die Münchberger Masse stellt eine allochthone Grundgebirgseinheit in der westlichen Böhmisches Masse dar. Sie ist aus einem Stapel von Deckenrelikten aufgebaut, die zudem durch eine heutige inverse Lage gekennzeichnet sind. Stärker metamorphisierte Einheiten liegen dabei auf schwächer metamorphisierten Einheiten (z.B. FRANKE, 1984). Die verschiedenen Deckeneinheiten sind in eine Liegendserie und eine Hangendserie eingeteilt (STETTNER, 1960). Aus den Altersdaten und Ergebnissen petrologischer und geochemischer Untersuchungen zeigt sich eine deutlich unterschiedliche Entwicklung dieser beiden Serien.

Eine genetische Ähnlichkeit zu dem Deckenrelikt der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß ist u. a. durch das Auftreten einer Mitteldruckmetamorphose in beiden Einheiten um 380 Ma anzunehmen (VOLL, 1960; BLÜMEL, 1985; KREUZER et al., 1988).

Als frühes petrogenetisches Ereignis in der *Liegendserie*, um 500 Ma bis 490 Ma (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1979; SÖLLNER et al., 1981), wird eine Metamorphose vom Mitteldrucktyp (BLÜMEL, 1985) und kontemporäre Intrusionen von granitischen und gabbroiden Magmen angesehen.

Mineralalter (Rb/Sr-Mu,Bi; K/Ar-Mu,Hbl,Bi) von 385 Ma bis 370 Ma werden von MÜLLER-SOHNUS et al. (1987) und KREUZER et al. (1988) als Zeitraum der von BLÜMEL (1985) beschriebenen Mitteldruckmetamorphose gedeutet.

U/Pb-Datierungen an Zirkonen der Eklogite der *Hangendserie* weisen mit $525 \pm 40 / -31$ Ma (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1979) auf das Intrusionsalter der Eklogitprotolithen hin. Das Alter der Eklogitisierung, die unter Hochdruckbedingungen stattfand (BLÜMEL, 1985), wird anhand von Rb/Sr-Gesamtgesteins/Mineralisochronen von MÜLLER-SOHNUS et al. (1987) mit 435 ± 7 Ma angegeben. Zeitgleich hierzu steht ein metamorphes Ereignis vom Mitteldrucktyp, das zur Bildung hornblendefreier Paragneise führte (MÜLLER-SOHNUS et al., 1987).

Eine dazu unterschiedliche Interpretation geben KREUZER et al. (1988): K/Ar-Mineralalter weisen auf einen zeitlichen Hiatus zwischen der älteren Hochdruckmetamorphose in den Eklogiten und einer jüngeren amphibolit-faziellen Mitteldruckmetamorphose in den Paragesteinen hin.

Übereinstimmende Rb/Sr- und Sm/Nd-Gesamtgesteins/Mineralisochronenalter der Eklogite mit 394 ± 14 Ma und 395 ± 4 Ma werden von STOSCH & LUGMAIR (1986) als das Alter der Eklogitisierung interpretiert. Diese Erklärung deckt sich mit der von GEBAUER & GRÜNENFELDER (1979) vertretenen Interpretation der unteren U/Pb-Schnittpunktsalter diskordanter Zirkone der Eklogite von $380 \pm 40 / -22$ Ma.

Ab etwa 380 Ma erfuhren nach MÜLLER-SOHNUS et al. (1987) die beiden Einheiten eine gemeinsame Entwicklung, die durch Hebung und Abkühlung gekennzeichnet ist. Eine Mitteltemperaturmylonitisierung bei 370°C (BLÜMEL, 1985), läßt sich durch Mineraldatierungen auf etwa 375 Ma bestimmen und wird als die Zeit der Überschiebung angesehen. Dabei nahmen die beiden Einheiten ihre heutige relative Lage zueinander ein (MÜLLER-SOHNUS et al., 1987).

Der Einfluß einer Niederdruckmetamorphose um 320 Ma, wie er in den autochthonen Einheiten der Böhmisches Masse angenommen wird (z.B. KREUZER et al., 1988), ist nach MÜLLER-SOHNUS et al. (1987) in den Serien der Münchberger Masse nicht nachzuweisen.

2.3.5. Entwicklungsgeschichte der postorogenen Granitintrusionen

2.3.5.1. Granite vom Typ G 1

Zu den ältesten Graniten im Westteil der Böhmisches Masse gehören die porphyrischen Granite der Massive von Falkenberg, Leuchtenberg, Weißenstadt-Marktleuthen und zahlreiche lokale Granitkörper (STETTNER 1960, 1980, 1981; RICHTER & STETTNER, 1979).

Aus den Ergebnissen von Rb/Sr- und K/Ar-Datierungen läßt sich ein zeitlicher Überblick über Intrusions- und Abkühlungsgeschichte dieser Gesteine darstellen:

a.) Der Leuchtenberger Granit*

Alter in Ma	Methode	Anfangs- verhältnis	Zitat
321± 8	Rb/Sr GG ^x	0.7073±7	KÖHLER et al. (1974) KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1976)
324±8	Rb/Sr GG, Kfsp, Plag, Bi	0.7068±5	---
322±4	K/Ar Mu		CARL et al. (1985)

*Alle Rb/Sr-Alterswert und Anfangsverhältnis gerechnet mit $\lambda_{Rb}=1.42 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ (STEIGER & JÄGER, 1977). GG: Gesamtgestein.

b.) Der Porphyrganit von Weißenstadt-Marktleuthen

Alter in Ma	Methode	Anfangs- verhältnis	Zitat
321±14	Rb/Sr GG	0.7085± 9	BESANG et al. (1976)
319± 3	---	0.70855±19	LENZ (1986)
324±2	Rb/Sr GG-Bi	0.7081± 5 (Durchschnitt von 6 Datierungen)	BESANG et al. (1976)
322±1.5	Rb/Sr GG-Bi	0.7083± 4 (Durchschnitt von 6 Datierungen)	---

Die K/Ar-Mineralalter des porphyrischen Granits von Weißenstadt-Marktleuthen sind inkonsistent. Sie variieren von 308 Ma bis 318 Ma für Muskovite und für Biotite von 292 Ma bis 316 Ma (BESANG et al., 1976).

Für die beiden Granite von Leuchtenberg und Weißenstadt-Marktleuthen ergeben sich Intrusionsalter um 320 Ma. Eine Abkühlung unter etwa 300°C geschah vor ca. 316 Ma und ist durch die höchsten K/Ar-Biotitalter belegt, die nahezu konkordant zu den K/Ar-Muskovitaltern der gleichen Gesteinsprobe stehen (WENDT et al., 1986).

c.) Der Falkenberger Granit

Alter in Ma	Methode	Anfangs- verhältnis	Zitat
311±4	Rb/Sr GG	0.70967±81	WENDT et al. (1986)
310±1	K/Ar Mu	(Durchschnitt von 14 Datierungen)	—
307±1	Rb/Sr GG-Mu	(Durchschnitt von 7 Datierungen)	—
300±1	Rb/Sr GG-Bi, K/Ar Bi	(Durchschnitt von 5 GG-Bi- und 14 K/Ar-Bi-Datierungen)	—

Ein Teilbereich des Falkenberger Granits, der Liebensteiner Granit, unterscheidet sich aufgrund seines Gefüges und seiner chemischen Zusammensetzung von der Hauptmasse des Granitmassivs. Die Datenpunkte dieses Granits liegen alle oberhalb der Gesamtgesteinsisochrone des Falkenberger Granits. Gesondert betrachtet ergibt sich für den Liebensteiner Granit ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 320±40 Ma und $i=0.71077\pm137$ (WENDT et al., 1986).

Die Mineralalter des Falkenberger Granits sind diskordant zu den Gesamtgesteinsaltern. Die Altersdifferenz von etwa 10 Ma kann nach WENDT et al. (1986) durch zwei geologische Ereignisse erklärt werden: 1.) Durch eine etwa 10 Ma dauernde Abkühlung des Granitmagmas, oder 2.) durch ein Wiederaufheizung des bereits intrudierten und schnell abgekühlten Magmas.

2.3.5.2. Granitisch-aplitische Sillintrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring

Die lagenbaukonkordanten, WSW-ENE-streichenden Sillgranite (SCHREYER, 1965; STETTNER, 1979) der Übergangszone von Saxothuringikum und Mol-danubikum (Zone von Tirschenreuth-Mähring) weisen konkordante U/Pb-Monazitalter von 317 Ma auf. Diese Mineralalter werden als Intrusionsalter dieser Sillgranite erklärt (WEBER & VOLLBRECHT, 1986).

2.3.5.3. Jüngere postorogene Granite

a.) Die Fichtelgebirgsgranite G 2, G 3 und G 4

Alter in Ma	Methode	Anfangs- verhältnis	Zitat
Randgranit G 2:			
301±8	Rb/Sr GG	0.71424±25	BESANG et al. (1976)
Kerngranit G 3:			
298±4	Rb/Sr GG	0.71667±133	BESANG et al. (1976)
Zinngranit G 4			
290±4	Rb/Sr GG	0.7106±141	BESANG et al. (1976)

Für die drei Granittypen ergeben sich weitgehend übereinstimmende Mineralalter: für Muskovit von 295.4±0.9 (Rb/Sr GG-Mu) bis 295.5±0.5 (K/Ar Mu) und für Blotit von 294.5 (Rb/Sr GG-Bi) bis 292.1±0.5 (K/Ar Bi) (BESANG et al., in WENDT et al., 1986).

b.) Der Flossenbünger Granit (nach STETTNER (1981) zu G 3 gestellt)

Alter in Ma	Methode	Anfangs- verhältnis	Zitat
304±11	Rb/Sr GG	0.7113±53	KÖHLER et al. (1974) KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1976)
297±4	K/Ar Mu		CARL et al. (1985)

Modelle zur Klärung der Genese der postkinematischen Granite des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz geben KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1981), KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1986) und WENDT et al. (1986): die Korrelation der Altersabfolge mit den Sr-Isotopenanfangsverhältnissen weist auf eine Differentiation der verschiedenen Granite aus einem gemeinsamen Stammagma hin. Der Falkenberger Granit repräsentiert aufgrund der Altersdaten und der geochemischen Charakteristika ein Zwischenglied zwischen den älteren Granitintrusionen von Leuchtenberg und Weißenstadt-Marktleuthen und den jüngeren G 2-G 4-Graniten.

2.3.5.4. Intrusivgesteine des Regensburger Waldes

Die zeitliche Abfolge der Bildung postorogener Magmatite im Regensburger Wald wurde von KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1981, 1986) durch Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter dargestellt und Modelle im Hinblick auf ihre Genese diskutiert:

Magmatit	Alter (Ma)	Anfangs- verhältnis
Kristallgranit I:	349±11	i=0.7076±5
Diorite (Quarz-Glimmer-Diorite):	335±12	i=0.7076±3
Kristallgranit II:	319± 7	i=0.7116±5

Das von KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1981, 1986) bevorzugte Modell zur Entstehung und Herkunft dieser Magmatite besagt, daß

- die Intrusivgesteine des Regensburger Waldes genetisch zusammengehören und aus einem gemeinsamen Reservoir stammen.
- die drei Magmentypen als eine Schmelze der Unterkruste aufzufassen sind, wobei ihre niederen Sr-Initialverhältnisse einen Anteil von Mantelmaterial in diesen Unterkrustengesteinen nahelegen.
- vor 368±22 Ma ein gemeinsames Reservoir existierte dessen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis 0.7065±13 betrug.
- in diesem Reservoir vor 368±22 Ma Teilbereiche gleicher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse, aber unterschiedlicher Rb/Sr-Elementverhältnisse ausgebildet waren. Diese Teilbereiche können als geschlossene Rb/Sr-Systeme angesehen werden, die zu verschiedenen Zeiten als eigenständige Magmen intrudierten.

3. BASISCHE INTRUSIVGESTEINE IM ÜBERGANGSBEREICH VON MOLDANUBIKUM UND SAXOTHURINGIKUM

3.1. Basische Intrusivgesteine im Westteil der Böhmisches Masse

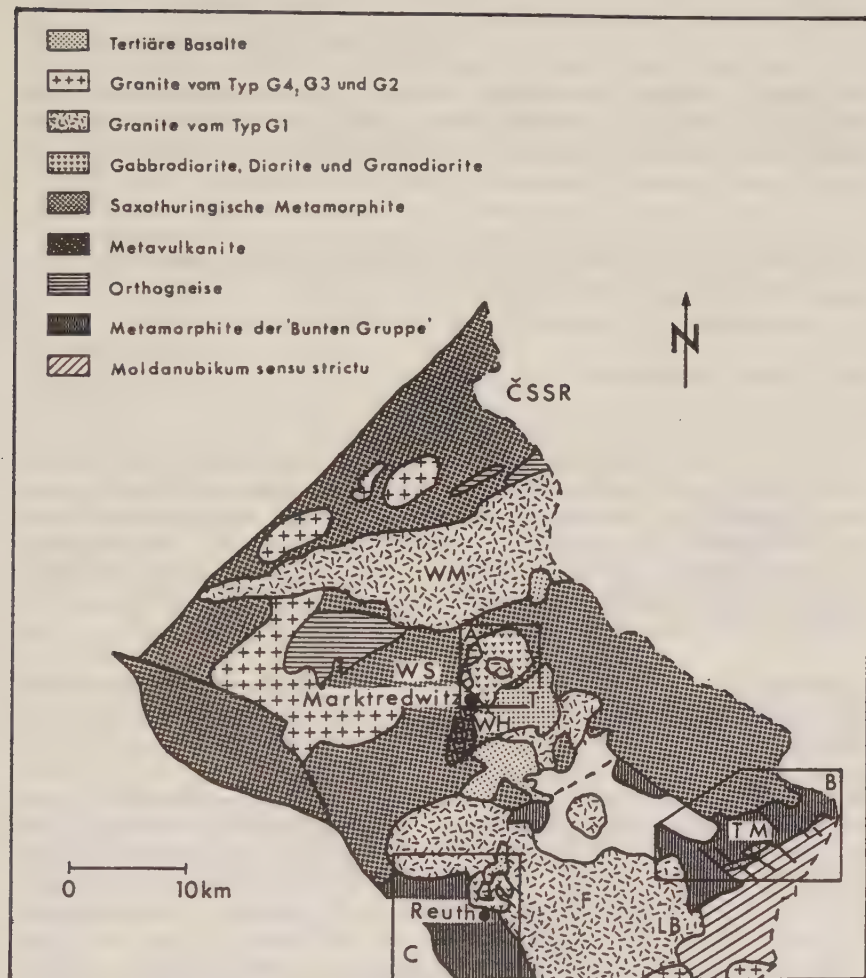


Abbildung 3. Schematische geologische Karte des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz. A: Intrusivkomplex von Marktredwitz, B: Sill-intrusionen von Tirschenreuth-Mähring, C: Granodiorite von Reuth-Erbendorf. TM: Zone von Tirschenreuth-Mähring WS: Wunsiedler Gneis WH: Augengneis von Waldershof, WM: Granit von Weissenstadt-Marktleuthen, F: Falkenberger Granit LB: Liebensteiner Granit, T: Basalte des Teichelberg.

Im Fichtelgebirge und in der nördlichen Oberpfalz treten basische Intrusivgesteine auf, die von WILLMANN (1920), nach dem Vorkommen nahe der Stadt Marktredwitz, als Redwitzite bezeichnet wurden (Abb. 3).

Die bedeutensten Vorkommen befinden sich bei Marktredwitz (Abb. 3 A und Abb. 4), östlich von Tirschenreuth in der Zone Tirschenreuth-Mähring (Abb. 3 B und Abb. 5), nahe der Ortschaft Reuth bei Erbdorf (Abb. 3 C und Abb. 6).

Diese basischen Intrusiva zeigen häufig ein charakteristisches Gefüge, das durch sperrig angeordnete Biotitgroßkristalle gekennzeichnet ist. Obwohl die Gesteine im Saxothuringikum und im Moldanubikum vorkommen, ist ihr Erscheinungsbild in beiden tektonischen Einheiten dasselbe.

3.2. Basische Intrusivgesteine der Lokalität Marktredwitz und ihr geologischer Rahmen

3.2.1. Frühe Bearbeitungen

Bereits v. GÜMBEL (1879) beschrieb die intermediären Gesteine nördlich von Marktredwitz als Syenitgranite. In seinen geognostischen Beschreibungen des Fichtelgebirges stellte er eine Beziehung von "Syenitgraniten" und "Krystallgraniten" (porphyrische Granite) her, wobei der "Krystallgranit" den "Syenitgranit" durchdringt, zerteilt und zerstückelt: "Oft schwimmen solche Syenitgranitblöcke gleichsam im Krystallgranit." Damit gab er anschaulich ein noch heute gültiges Bild der Verbandsverhältnisse.

WILLMANN (1920) deutete die Redwitzite als Tiefengesteinsfazies granitischer Lamprophyre (Ganggesteine), die in ein noch nicht verfestigtes Granitmagma eindrangen.

Mit der geologischen Aufnahme im Maßstab 1 : 25 000 legte WURM (1932) erstmals die Verbreitung der Redwitzite der Typlokalität Marktredwitz fest. Er versuchte bereits die Herkunft und Alterstellung der Redwitzite zu erklären. Er nahm an, daß "bei der Redwitzitbildung ein basisches Stammagma, etwa von der Zusammensetzung des Norits, mit einem sauren Magma schlierig vermischt wurde. Diese Durchmischung hat sich schon in der Tiefe vollzogen. Die Magmen sind in ihrer wechselnden Zusammensetzung in ihre heutige Ortsstellung gelangt." In den Erläuterungen zu Blatt Wunsiedel veröffentlichte WURM (1932) die ersten chemischen Analysen dieser Gesteine.

Auch STETTNER (1960) sah die Redwitzite des Fichtelgebirges als Intrusivgesteine an und erklärte bestimmte intermediäre Varietäten als Mischung aus Marmoren der "Arzberger Serie" mit einer granitischen Schmelze.

3.2.2. Petrologie und Geochemie

Durch die genaue geologische Aufnahme des ostbayerischen Grundgebirges nach 1945 von Mitarbeitern des Institutes für Gesteinskunde der Universität München unter Leitung von Prof. G. Fischer wurden neue Vorkommen dieses Gesteinstyps entdeckt und beschrieben.

Petrographische Beschreibungen, Modalanalysen an Dünnschliffen und chemische Gesamtgesteinsanalysen von redwitzitischen Gesteinen aus verschiedenen Vorkommen wurden von FISCHER (1965) zusammengestellt. Dabei zeigte sich, daß große Unterschiede in ihrem Stoffbestand bestehen. Diese Variationen erklärte FISCHER (1965) durch Beeinflussung einer Schmelze gabbroider Zusammensetzung durch Paramaterial, das den Mineralbestand und Chemismus in Richtung Diorit und Quarzdiorit verschob. Eine spätere granitische Stoffzufuhr führte zu einer allmählichen Vermehrung der Kalifeldspäte und zu einer Veränderung der chemischen Zusammensetzung in Richtung Granodiorit.

Eine genaue Untersuchung redwitzitischer Gesteine führte TROLL (1968) durch. Ziele seiner Arbeit waren u.a. die Vielfalt der als redwitzitisch bezeichneten Gesteinstypen zu sichten, modal zu vermessen und nach Stoffbestand und Gefügemerkmalen zu gliedern, um dadurch Aussagen über die Genese dieser Gesteine machen zu können. Neben einer detaillierten geologischen Kartierung der Typlokalität Marktrechwitz führte TROLL (1968) petrologische Untersuchungen, Modalanalysen sowie chemische Mineral- und Gesamtgesteinsanalysen an verschiedenen Gesteinstypen dieser Region durch.

Die Redwitzite der Lokalität Marktrechwitz gehören demnach zu einer Serie von basischen bis intermediären Vorläufern der sudetischen Granite im Westteil der Böhmisches Masse. Ihr Chemismus reicht von gabbroid (noritisch) bis granodioritisch. Die einzelnen Gesteinsvarietäten sind nicht streng voneinander getrennt, sondern zeigen fließende Übergänge. Diese Entwicklung wird durch magmatische Differentiationsprozesse erklärt.

Die Differentiationsentwicklung der Gesteine der Typlokalität Marktrechwitz leitet aber nicht kontinuierlich zu Gesteinen eines der oben beschriebenen Granltypen über.

TROLL (1968) gibt einen genauen Überblick über die Mineralparagenesen und die Kristallisationsabfolge der Redwitzite, wobei "eine allgemein verbreitete, erste Phase, welche Labradorit, Hypersthen, Hornblende I und Biotit enthält, einer unterschiedlich verbreiteten Phase mit Andesin, Oligoklas, Hornblende II, Kalifeldspat und Quarz vorausgeht. Die zweite Phase ist mit der ersten im Ungleichgewicht, so daß magmatische Korrosion, Verdrängung und Zonarbau das Gefüge auszeichnet." Dabei zeigt sich eine erste Kristallisationsphase von Mineralen der basischen Glieder der Mineralmischreihen. Die zweite Kristallisationsphase weicht von der ersten stark ab und ist auf junge Veränderungen der Schmelze während der Intrusion oder erst am Ort der Platznahme zurückzuführen.

Nach dem Bauschemismus nehmen die Gesteine eine Sonderstellung innerhalb der prägranitischen Intrusivgesteine (Quarzglimmerdiorite, Appinite etc.) ein, da ihr K_2O -Gehalt in Hinblick auf die Basizität der Gesteine relativ hoch ist.

Die Frage nach dem Ort der magmatischen Differentiation konnte von TROLL (1968) nicht vollständig geklärt werden, wobei von ihm eine allgemeine Differentiation in der Tiefe ausgeschlossen wurde. Ungeklärt ist, inwieweit die Differenzierung der basischen bis intermediären Gesteine nach Stoff und Gefüge bereits auf dem Weg nach oben oder erst am Ort der Platznahme erfolgte und, ob eine Assimilation von Fremdgesteinen einen Einfluß auf die Entwicklung dieser Gesteine hatte.

Die alten Auffassungen, die Redwitzite seien Strukturvarietäten granitischer Lamprophyre bzw. Mischgesteine aus Para- und Orthomaterial werden von TROLL (1968) für die Typlokalität Marktrechwitz abgelehnt.

Aus der Korrelation von Haupt- und Spurenelementkonzentrationen und anhand von petrologischen Untersuchungen von Gesteinen der Lokalität Marktrechwitz wurde von MIESSLER & PROPACH (1987) ein Modell der magmatischen Entwicklung dieser Gesteine erarbeitet. Dabei gehen MIESSLER & PROPACH (1987) von der Existenz eines gabbroiden Stammagmas aus, das zwei charakteristische Differentiationsprozesse erfuhr.

1.) Akkumulation, die zu (ultra-) mafischen Varietäten und Kumulaten führte und

2.) magmatische Differentiation, die durch fraktionierte Kristallisation die chemische Zusammensetzung des Magmas von dioritisch zu granodioritisch veränderte.

Die Änderung im Chemismus der Gesteine bei einem SiO_2 -Gehalt von 47% bis 51%, erklärt sich durch die Fraktionierung von Olivin und Augit.

Die Bildungstemperaturen für basische Gesteinsvarietäten erreichten einen Wert von etwa 1000°C (MIESSLER & PROPACH, 1987). Die von MIESSLER & PROPACH (1987) ermittelten Drucke während der Kristallisation ergeben Werte von 300 MPa.

Spätmagmatische Reaktionen wandelten Olivin und Plagioklas zu Hornblende und Orthopyroxen sowie Augit zu Hornblende um. Diese Reaktionen sind für die Seltenheit von Olivin im Mineralbestand verantwortlich. Die Verteilung der Elementgehalte der Gesteinsvarietäten mit SiO₂-Konzentrationen von 51% bis 66% werden von MIESSLER & PROPACH (1987) durch eine Zumischung eines granitischen Magmas erklärt. Das Auftreten von Mischgesteinen und schlierigen Übergängen zwischen Diorit und Granit unterstützt diese Auffassung.

Eine Anreicherung von Leichten Seltenen Erden (LSE) ist in allen Gesteinsvarietäten zu finden. Basische Varietäten besitzen (La/Lu)_{CN}-Verhältnisse von 28.5 bis 43.5, die auf eine Beteiligung von Alkalibasalten bei ihrer Genese schließen lassen (WÜNSCH, 1987 pers. Mitteilung).

3.2.3. Geologischer Rahmen

3.2.3.1. Metamorphite

Die metamorphen Rahmengesteine der Intrusivsequenz bei Marktredwitz sind saxothuringische Serien des Fichtelgebirges. Dabei handelt es sich um präkambrische Quarzite, Glimmerschiefer und Metakieselschiefer der 'Bunten Gruppe' und durch klastische Sedimentation betonte kambrische Quarzite, Phyllite und Grauwacken (Warmensteinacher Serie, Frauenbach-Quarzit) (STETTNER, 1981). Metasedimente ordovizischen Alters sind die Phykodenschichten (phyllitische Glimmerschiefer bis Tonschiefer mit dem Leitfossil *Phycodes circinatum*) und die als phyllitische Dachschiefer ausgebildeten Gräfenthaler Schichten. In die präkambrischen bis altpaläozoischen Metasedimente sind granitische Orthogneise (z.T. "Augengneise") eingeschaltet (STETTNER, 1981).

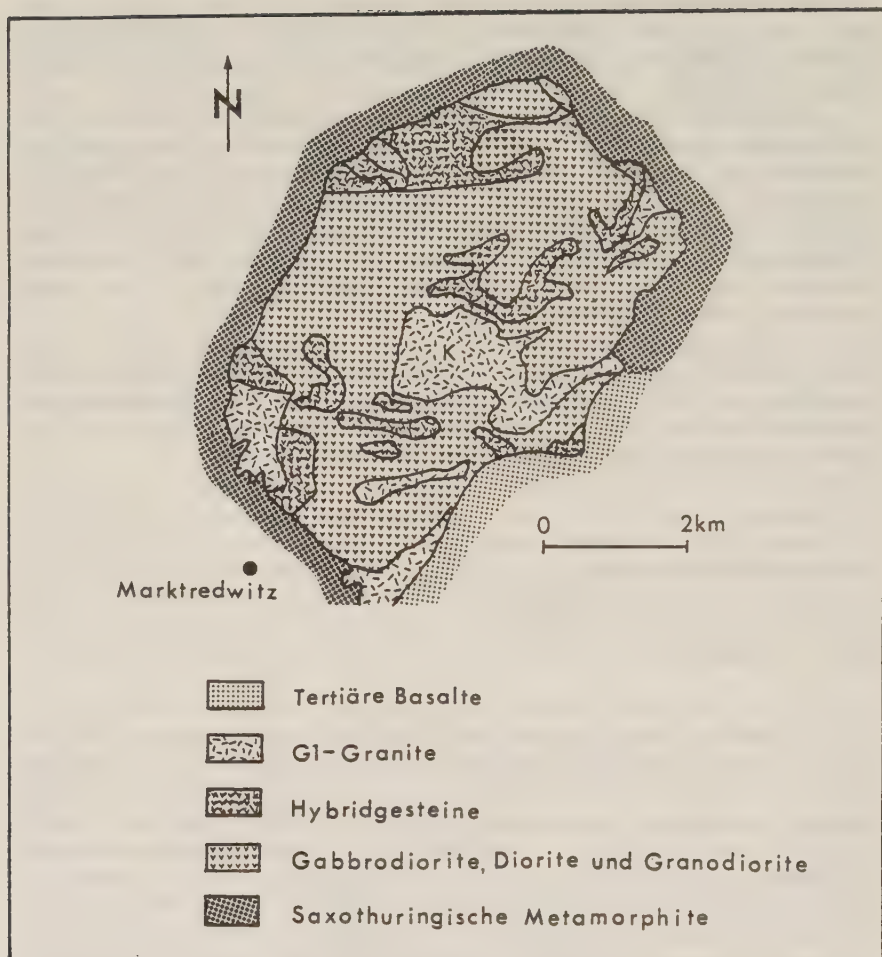


Abbildung 4. Vereinfachte geologische Karte des Intrusivkomplexes von Marktredwitz nach TROLL (1968). Die Kontaktbeziehungen zu den Metamorphiten sind stark schematisch dargestellt. K: Granitkörper von Korbersdorf.

Die altpaläozoischen Gesteinsserien des Fichtelgebirges erfuhren eine charakteristische s-tektonische Verformung (STETTNER, 1980). Sie führte zur Ausbildung von E-W bis NW-SE streichenden Faltenachsen in kambro-ordovizischen bis mitteldevonischen Gesteinsserien.

Da dieser Verformungstyp in oberdevonischen Serien nicht nachzuweisen ist, wurde diese Tektogenese in den altpaläozoischen Serien des Fichtelgebirges von STETTNER (1980) als frühvariszisch eingestuft. Zusätzlich zu dieser Verformung weisen die metamorphen Gesteine des Fichtelgebirge einen als variszisch eingestuften Verformungstyp auf (STETTNER, 1980).

Datierungen an Metamorphiten des Fichtelgebirges wurden von KREUZER et al. (1987) durchgeführt. Rb/Sr-Analysen von Gesamtgesteinsproben des mylonitisierten Augengneises von Waldershof ergaben eine Streuung der Isotopenverhältnisse im Rb/Sr-Isochronendiagramm (MSWD=6 siehe auch Kap. 9.3.3.) um eine Regressionsgerade. Der errechnete Alterswert beträgt 391 ± 24 Ma.

Ein ähnlicher Wert mit 377 ± 6 Ma errechnet sich auch aus der Streuung der Datenpunkte im Rb/Sr-Isochronendiagramm (MSWD=4) von nieder-metamorphen Vulkaniten aus dem Westteil des Fichtelgebirges. Diese beiden Alterswerte stehen nicht im Widerspruch zu der von STETTNER (1980) vertretenen Annahme einer frühdevonischen Metamorphose.

Gesamtgesteinsproben des metamorphen Augengneises von Wunsiedel weisen ebenfalls eine Streuung von Isotopenverhältnissen im Isochronendiagramm auf. Der Alterswert von 481 ± 15 Ma (MSWD=3) wird von KREUZER et al. (1987) mit der Intrusion eines granitischen Protolithen in Verbindung gebracht, der möglicherweise das magmatische Äquivalent der paläozoischen Vulkanite des Fichtelgebirges darstellt.

3.2.3.2. Granite

Die zweite Gruppe der Rahmengesteine der Intrusiva der Lokalität Marktredwitz sind porphyrische Granite. Zum Teil treten sie innerhalb des Intrusivkörpers auf (Abb. 4). Sie gehören der als G 1 bezeichneten Gruppe der Granite dieser Region an (RICHTER & STETTNER, 1979) und entsprechen in ihrer Ausbildung den Graniten der Massive von Weißenstadt-Marktleuthen und Falkenberg (TROLL, 1968; STETTNER, 1981).

Die Kontakte zu diesen Graniten sind meist unscharf. In vielen Aufschlüssen beobachtet man schlierige Übergänge und z. T. sehr kalifeldspatreiche, granitische Apophysen, die in die basischen Gesteine hineinreichen. Diese Apophysen stellen durch Abkühlung gebildete Schwundklüfte in den basischen Gesteinen dar, die von dem nachfolgenden Granitmagma ausgefüllt wurden (TROLL, 1968).

In den Kontaktzonen zum Granit sind in weiten Bereichen Granodiorite mit Titanitführung, sogenannte Titanitfleckengesteine, aufgeschlossen. Diese Titanitfleckengesteine haben die gleiche Bildungsgeschichte wie ähnliche Gesteinstypen anderer Verbreitungsgebiete (Bayer. Wald, Mühlviertel, Grönland, Maine und Schottland), die alle Kontaktgesteine von intermediären Gesteinen und jüngeren Graniten sind (TROLL, 1968). Ebenso treten inhomogene Hybridgesteine auf, die sich durch granitische Bereiche mit Kalifeldspat-großkristallen und gleichkörnige dioritische Zonen auszeichnen.

Weniger häufig hingegen sind scharfe Kontakte zwischen dem porphyrischen Granit und den Dioriten. In wenigen Aufschlüssen wurden schwache Abkühlungssäume im Granit beobachtet, die ihn als jüngere Bildung erscheinen lassen.

Die Kontakte zu den metamorphen Nebengesteinen des Fichtelgebirges sind scharf und ein Hof von andalusitführenden Hornfelsen ist zu beobachten. Die Bildung dieser Hornfelse kann aber nicht eindeutig dem Einfluß der basischen Gesteine oder dem Einfluß der Granitintrusionen zugeordnet werden. Das intrusive Verhalten der basischen Gesteine ist durch das Auftreten dieser Hornfelskontakte nicht ausreichend belegt.

Gravimetrische Untersuchungen belegen, daß sich der Intrusivkomplex von Marktredwitz bis 1.8 km in die Tiefe fortsetzt, während der Granit von Korbersdorf (Abb. 4) kaum eine Schwereanomalie hervorruft. Er stellt nur eine flache Scholle im Intrusiv von Marktredwitz dar (WAITZ, 1987, pers. Mitteilung).

3.3. Basische Intrusivgesteine der Lokalität Tirschenreuth-Mähring und ihr geologischer Rahmen

Ein weiteres Vorkommen basischer postdeformativer Gesteine (Gabbrodiorite bis Diorite) befindet sich östlich von Tirschenreuth (topographische Karte Nr. 6140, Blatt Tirschenreuth, topographische Karte Nr. 6141 Blatt Treppenstein, topographische Karte Nr. 6040 Blatt Neualbenreuth und topographische Karte Nr. 6041 Blatt Mähring) (Abb. 5). Dabei handelt es sich um gangförmige (sills), dioritisch- bis gabbrodioritische Gesteine, die sich konkordant zum Lagenbau der metamorphen Rahmengesteine der Zone Tirschenreuth-Mähring ausdehnen. Mischgesteine und granodioritische Titanitfleckengesteine treten hier nicht auf.

In der Zone Tirschenreuth-Mähring stehen die variszischen Grundgebirgseinheiten des Saxothuringikums und des Moldanubikums in unmittelbarem Kontakt zueinander (SCHREYER, 1965). Die flach lagernden, meist altpaläozoischen Glimmerschiefer und Phyllite des Saxothuringikums treffen hier auf steilstehende Cordierit-Sillimanit-Gneise der moldanubischen Einheit (STETTNER, 1979). Der Grenzbereich ist durch eine 2.5 km bis 3 km breite WSW-ENE-streichende Scherzone gekennzeichnet. Sie besteht zum größten Teil aus diaphthoritischen Biotit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneisen und undeformierten, lagenbaukonkordanten Sillgraniten und -Dioriten (WEBER & VOLLBRECHT, 1986). Südlich davon erstreckt sich das ebenfalls WSW-ENE streichende Störungssystem von Mähring.

Die metamorphe Übergangszone von saxothuringischen zu moldanubischen Gesteinen wurde von WAGNER-LOHSE & BLÜMEL (1984) beschrieben. Dabei zeigte sich eine prograde Regionalmetamorphose vom Niederdrucktyp in den saxothuringischen Glimmerschiefern und Phylliten sowie in den moldanubischen Cordierit-Sillimanit-Gneisen.

Cordierit-Barometrie ergab Umschließungsdrucke von $p(\text{H}_2\text{O})=3\text{ kb}$ bis 4.5 kb . Die maximal möglichen Bildungstemperaturen liegen bei 670°C bis 700°C .

In Gegensatz zum saxothuringischen Anteil sind in den moldanubischen Cordierit-Sillimanit-Gneisen Relikte einer älteren Mitteldruckmetamorphose enthalten (WAGNER-LOHSE & BLÜMEL, 1984; BLÜMEL, 1986).

Die beiden Einheiten wurden nach einer isothermalen Heraushebung der moldanubischen Einheiten von einer gemeinsamen, als variszisch angesehenen Niederdruckmetamorphose überprägt. Die undeformierten Granit- und Dioritkörper stehen nach STETTNER (1979) in Zusammenhang mit der Intrusion des nach Osten einfallenden Falkenberger Granits. U/Pb-Datierungen an Monaziten aus den Sillgraniten ergeben konkordante Alter von 317 Ma (WEBER & VOLLBRECHT, 1986).

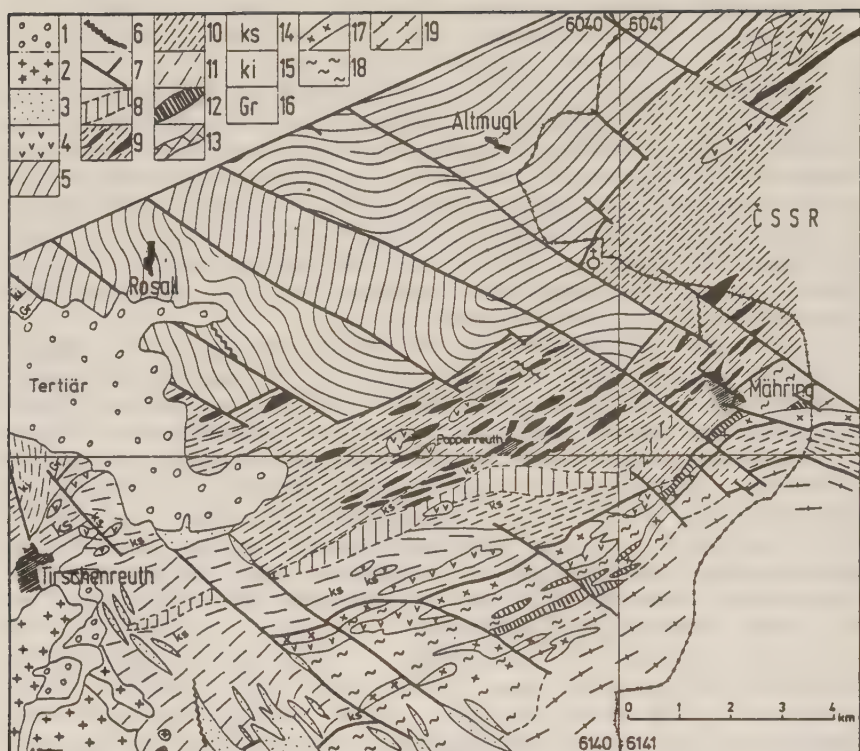


Abbildung 5. Geologisch-tektonische Übersichtskarte für die Übergangszone von Saxothuringikum und Moldanubikum zwischen Tirschenreuth und Mähring (aus STETTNER (1979)). 1: Tertiär, 2: Granit des Falkenberger Massivs, 3: 'moldanubischer Granit, 4: basische Sillintrusionen "Redwitzit", 5: kambrische Glimmerschiefer, 6: Quarz-Gang, 7: Störung, 8: Diaphthorit II, Phyllonit, 9: assyntischer Granodiorit, 10: präkambrischer Biotit-Sillimant-Glimmerschiefer (bis -Gneis) und Biotit-Muskovit-Sillimant-Glimmerschiefer, 11: Muskovit-Biotit-Gneis, 12: Amphibolit, 13: Marmor, 14: Kalksilikatfels, 15: Metakieselschiefer, 16: Graphit-führende Gesteine, 17: granitoide Gneise und Aploide, 18: Cordierit-Sillimanit-Gneise im Verband mit diaphthoritischen Gneisen, 19: Cordierit-Sillimanit-Gneise.

3.4. Granodiorite der Lokalität Reuth/Erbendorf und ihr geologischer Rahmen

Nahe der Ortschaft Reuth östlich von Erbendorf (topographische Karte Nr. 6138 Blatt Erbendorf) treten intermediäre postdeformative Gesteine auf (Abb. 6). Im Vergleich zu den Gesteinstypen der Lokalität Marktredwitz und Tirschenreuth-Mähring handelt es sich hier um mittelkörnige Granodiorite, denen das sperrige Biotitgefüge (redwitzitisches Gefüge) weitgehend fehlt. Das Vorkommen liegt zwischen den Granitmassiven von Falkenberg und des Steinwaldes, die beide dem Granittyp G1 angehören (STETNER, 1981). Die Gesteine der Lokalität Reuth/Erbendorf bilden keinen einheitlichen Intrusivkörper, sondern sind wie im Fall Marktredwitz von Graniten durchsetzt.

Die Granodiorite von Reuth/Erbendorf liegen am Nordrand des Deckenkomplexes der Zone Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV). Der Nordrand ist durch starke Verschuppungszonen gekennzeichnet (WEBER & VOLLBRECHT, 1986). Die klassische Erbendorfer Linie im Sinne KOSSMAT's (1927) stellt nach den neuen geologischen Modellen von WEBER (1986) eine durch Erosion angeschnittene Deckengrenze der ZEV und des Saxothuringikums dar. Nach diesem Modell ist die Grenzzone Saxothuringikum/Moldanubikum von der ZEV-Decke überlagert und findet ihre Fortsetzung in der bereits beschriebenen Zone von Tirschenreuth-Mähring.

Geophysikalische Schweremessungen ergaben, daß sich die Kontaktfläche zwischen ZEV und Falkenberger Granit nach Osten unter dem Granit fortsetzt. Der Granodioritkomplex von Reuth/Erbendorf und das Steinwaldmassiv sind aber anscheinend von steil einfallenden, WNW-ESE-streichenden Störungen begrenzt (WEBER & VOLLBRECHT, 1986).

Das Störkörpermodell für das gemessene Schwereprofil zeigt, daß sich der Granodioritkomplex nur etwa 1 km weit in die Tiefe fortsetzt und von dem Granit unterlagert wird (BÜCKNER & SOFFEL in WEBER & VOLLBRECHT, 1986). Dieses Erscheinungsbild entspricht dem der Lokalität Marktredwitz und erklärt die Durchdringung der beiden Komplexe durch den Granit.

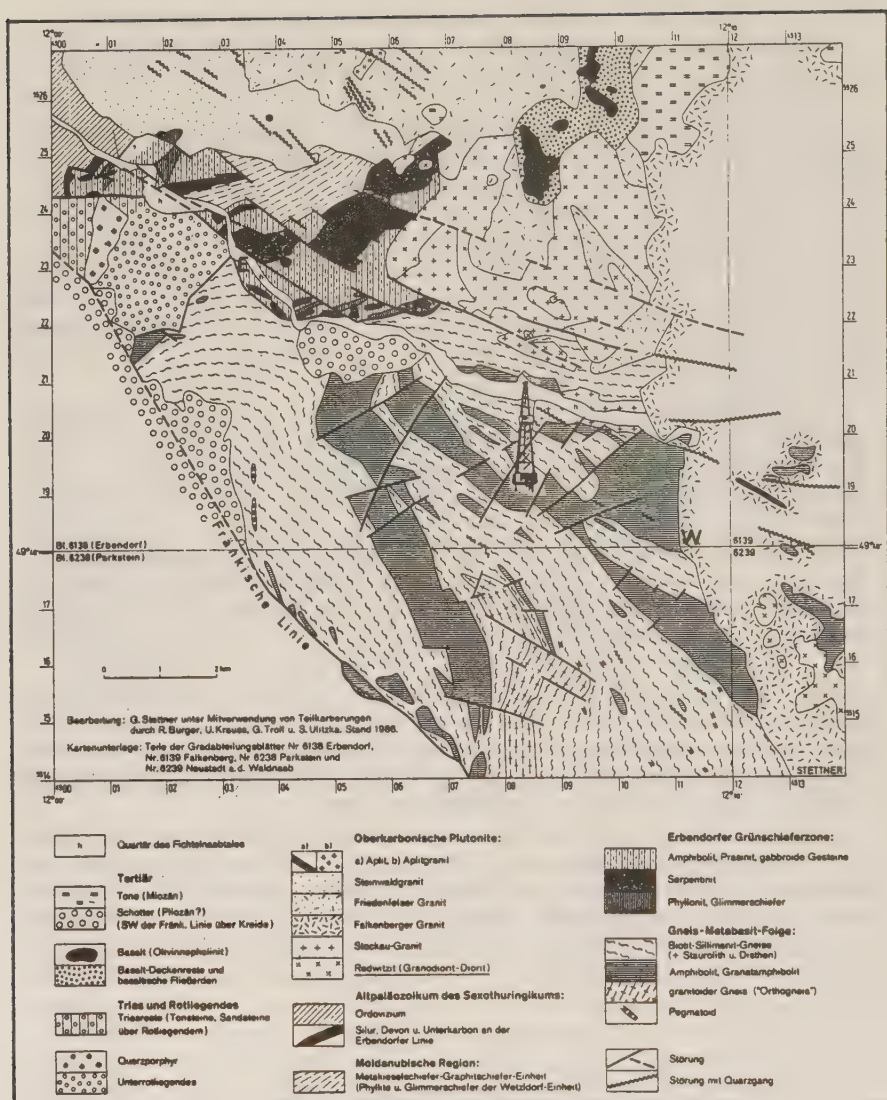


Abbildung 6. Schematische Karte der Lokalität Reuth/Erbendorf und ihr geologischer Rahmen (nach STETTNER 1986 in WEBER & VOLLBRECHT (1986)). E: Erbsendorf, W: Windisch-Eschenbach. Der Bohrturm symbolisiert die Bohrlokalisation des Kontinentalen Tiefbohrprojektes (KTB).

3.5. Diorite und Granodiorite des Odenwalds, Spessarts und der nördlichen Vogesen

In den saxothuringischen Grundgebirgseinheiten des Spessarts und des Odenwalds treten dioritische bis granodioritische und teilweise gabbroide Intrusiva auf. Im Übergangsbereich von Saxothuringikum und Moldanubikum der nördlichen Vogesen sind ebenfalls solche Gesteine verbreitet. Wie die oben beschriebenen Dioritvarietäten der Böhmisches Masse zeichnen sie sich durch hohe CaO-Gehalte und niedere K_2O/Na_2O -Verhältnisse aus (z.B. WEBER-DIEFENBACH, 1974; OKRUSCH, 1983; HOLL & ALTHERR, 1987).

a.) Basische bis intermediäre Magmatite des Odenwalds

Für die Genese der dioritischen und gabbroiden Gesteine des Odenwalds wurde aufgrund geologisch-petrographischer und geochemischer Untersuchungen von MAGGETTI & NICKEL (1973) und WEBER-DIEFENBACH (1974) folgende Modelle vorgestellt. Die Hornblende-Diorite des nördlichen und mittleren Odenwalds werden von MAGGETTI & NICKEL (1973) als Differentiate eines aus großer Tiefe stammenden und später hybridisierten Magmas angesehen. WEBER-DIEFENBACH (1974) hingegen schließt aus den Ergebnissen von geochemischen Untersuchungen dieser Gesteine auf eine palingene Bildung durch vollständige Aufschmelzung chemisch äquivalenter Metamorphite. Wegen der chemischen Ähnlichkeit mit den Dioriten, werden die Biotit-Gneise und Amphibolite des Odenwalds als deren Ausgangsgesteine (Protolithen) angesehen.

Die Bildung der Biotit-Diorite, welche die sauersten Varietäten und die jüngsten Bildungen der Diorite darstellen, wird durch eine partielle Anatexis von Metamorphiten erklärt (MAGGETTI & NICKEL, 1973; WEBER-DIEFENBACH, 1974).

Demnach ist das Bildungsniveau der Diorite des Odenwalds, speziell das der Biotit-Diorite, unweit des heutigen Anschnittsniveaus zu suchen. Durch den Anstieg von Druck und Temperatur wurden die leukograden Bestandteile der Metamorphite aufgeschmolzen und intrusionsfähig, während die Restite zurückblieben. Das relativ an Si, Al, Na und K angereicherte Biotit-Dioritmagma wurde frühzeitig mobilisiert und drang in ein höheres, niedertemperiertes Stockwerk ein. Dieses Magma erstarrte zu parallel-texturierten Gesteinen von quarzdioritischer Zusammensetzung und ist in Wechsellagerung mit Hornblende-Dioriten und Gneisen aufgeschlossen.

Für die Herkunft eines Olivin-Pyroxen-Gabbros des Odenwalds ergeben sich nach WEBER-DIEFENBACH (1974) unterschiedliche Hinweise, die für eine Abstammung aus großer Tiefe (Unterkruste oder Mantel), oder für eine Bildung aus Krustenmaterial sprechen. Möglicherweise wurde die ursprüngliche Zusammensetzung eines juvenilen Ausgangsmagmas durch Assimilation und Hybridisierung von Oberkrustengesteinen verändert.

Die K/Ar-Hornblendealter dioritischer Gesteine des Odenwalds liegen bei 330 Ma, während Biotitalter um 300 Ma streuen (KREUZER & HARRE, 1975).

b.) Basische bis intermediäre Magmatite des Spessarts

Im kristallinen Spessart findet man ebenfalls dioritische bis granodioritische Intrusivgesteine, die in ihrer Ausbildung denen des Odenwalds und der westlichen Böhmisches Masse ähnlich sind. Ebenso zeigen Quarzdiorite des Spessarts kalifeldspatreiche granitische Apophysen und schlierige Kontakte zu Graniten und Apliten. Die Diorite sind reich an subparallel eingelagerten Linsen von Biotit-Hornblende-Plagioklas-Gneisen, wobei keine scharfen Grenzen zwischen den beiden Gesteinstypen zu beobachten sind (OKRUSCH, 1983).

OKRUSCH & RICHTER (1969) und OKRUSCH (1983) stellen für diese Gesteine ein petrogenetisches Modell vor, das von der Vorstellung einer rein intrusiven Bildung (BRAITSCH, 1957) abweicht:

Die Diorite wurden durch eine prograde Regionalmetamorphose bei einer weitgehend isochem verlaufenden Plagioklasmetablastese von basischen Metamorphiten gebildet. Die granodioritischen Varietäten entstanden durch Kalifeldspatblastese der Diorite, die durch eine metasomatische Zufuhr von K und Si und/oder von granitoiden Schmelzen hervorgerufen wurde. Die Ausgangsgesteine (Protolith) der Diorite könnten nach OKRUSCH (1983) magmatischen Ursprungs sein, welche eine Regionalmetamorphose und eine nachfolgende Metablastese erfahren haben. Die Protolithen aus denen die Diorite gebildet wurden, können mit dem sog. Rotgneis verglichen werden. Seine petrologische und geochemische Zusammensetzung deutet darauf hin, daß es sich dabei um ein Gesteine magmatischen Ursprungs handelt (z.B. OKRUSCH, 1983). Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter des Rotgneises betragen 391 ± 11 Ma (KREUZER et al., 1973) und 402 ± 8 Ma (LIPPOLT et al., 1976) und können als Intrusionsalter interpretiert werden.

3.6. Geotektonische Stellung

Die beschriebenen basischen bis intermediären Intrusivgesteine der Böhmisches Masse, des Odenwalds, Spessarts und der nördlichen Vogesen sind nach der Einteilung von CHAPPELL & WHITE (1974) I-Typ-Granitoide. Die Entstehung von Plutonen dieses Typs wird durch die Aufschmelzung von tieferkrustalen Gesteinen magmatischen Ursprungs erklärt (PITCHER, 1979, 1982; WHITE & CHAPPELL, 1983).

Die moldanubischen Granite der Böhmisches Masse, des Schwarzwaldes und der Vogesen gehören nach dieser Einteilung der Gruppe der S-Typ-Granitoiden an (LENZ, 1986; WENDT et al., 1986; HOLL & ALTHERR, 1987; LIEW & HOFMANN, 1988). Nach CHAPPELL & WHITE (1974) stellen diese Gesteine i. allg. Aufschmelzungsprodukte von Gesteinen sedimentären Charakters dar.

Die parallele Anordnung von I-Typ-Granitoiden und S-Typ-Graniten über größere Strecken von ca. 500 km ist in zahlreichen Orogenen zu finden und ist typisch für Subduktion oder Kollision von Kontinentalplatten (z.B. PITCHER, 1982).

Nach MILLER & BRADFISCH (1980), HOLL & ALTHERR (1987) und LIEW & HOFMANN (1988) entsprechen die moldanubischen S-Typ-Granite mit ihren niederen CaO-Gehalten und hohen K_2O/Na_2O -Verhältnissen den 'inner cordillieran' S-Typ-Graniten, die saxothuringischen I-Typ-Granitoide denen des Sierra Nevada Batholiths, oder des Küstenbatholithes von Peru.

Diese parallele Gegenüberstellung von I- und S-Typ-Granitoiden deutet auf die Existenz von Kontinentalrändern unterschiedlicher Ausbildung hin. Als Vergleich kann hierzu die geologische Situation der zirkumpazifischen Kontinentalränder angeführt werden. Diese Analogie unterstützt nach LIEW & HOFMANN (1988) die Vorstellung, daß sich im Zuge der variszischen Gebirgsbildung eine nach Süden einfallende Subduktionszone ausbildete und anschließend die Kollision von Kontinentblöcken folgte (siehe auch BEHR, 1984).

Das Auftreten von I- und S-Typ-Granitoiden im Westteil der Böhmisches Masse in der oben beschriebenen Form reicht jedoch nicht aus, um auf Subduktionsprozesse während der variszischen Gebirgsbildung zu schließen. Es erscheint notwendig die beschriebenen Granitoidtypen im Bezug auf ihre tektonische Stellung zu betrachten (vergl. PITCHER, 1982).

4. PROBLEMATIK UND ZIELE

Die Ergebnisse der bisher durchgeführten geologisch-petrologischen und geochemischen Untersuchungen zeigen, daß die basisch bis intermediären Gesteine im Übergangsbereich von Saxothuringikum und Moldanubikum des variszischen Orogens Mitteleuropas durch komplexe petrogenetische Prozesse gebildet wurden. An den drei ausgewählten Intrusivkomplexen der westlichen Böhmisches Masse und ihrer magmatischen Nebengesteine sollen mit den Methoden der Isotopengeochemie Antworten auf Fragen zur Herkunft und Altersstellung erarbeitet werden.

Erkenntnisse über die *Intrusionsalter* sind in zweifacher Hinsicht von Bedeutung. Nach TROLL (1968) und RICHTER & STETTNER (1979) stellen die untersuchten redwitzitischen Gesteine die basischen Vorläufer der Granit-intrusionen dar und leiten somit die postorogene Intrusionssequenz in dieser Region ein.

-Nach dieser Vorstellung würden die Intrusionsalter der Redwitzite die Zeit des Beginns des variszischen Magmatismus im Übergangsbereich von Saxothuringikum und Moldanubikum markieren.

-Ebenso belegt der Zeitpunkt ihrer Platznahme das erste geologische Ereignis, das nach einer deformativen Metamorphose stattfand. Mit diesen Alterswerten soll gezeigt werden, ob die magmatische Aktivitäten unmittelbar nach der als frühvariszisch angesehenen, deformativen Metamorphose stattfanden, oder ob ein zeitlicher Hiatus zwischen den beiden Ereignissen existiert.

-Die Bestimmung der Mineralalter dient dazu, den Abkühlungsverlauf der Magmatite darstellen zu können.

Die Verteilung der Elemente Rb, Sr, Nd und Sm und die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenanfangsverhältnisse in den drei untersuchten Intrusivkomplexen und den magmatischen Nebengesteinen, soll einen Beitrag zur Klärung der ungelösten Fragen nach ihrer Herkunft und Bildung geben. Diese Fragestellungen lassen sich wie folgt formulieren:

-Gehören die Gesteine der Lokalitäten von Marktredwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf aufgrund ihrer isotopengeochemischen Charakteristika genetisch zusammen?

-Sind sie Differentiate eines aus großer Tiefe stammenden juvenilen Magmas?

- Wurden sie durch Aufschmelzungsprozesse von Metamorphiten der Erdkruste (Oberkruste oder Unterkruste) gebildet? Trifft dies zu, handelt es sich hierbei um Para- oder Orthogesteine?
- Besteht ein genetischer Zusammenhang mit den Graniten des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz?
- Inwiefern spiegelt sich die Mischgesteinsbildung zwischen basischen Magmatiten und Graniten in der Verteilung der Isotopenverhältnisse wider?
- Wurden die Redwitzite und die basischen bis intermeditären Gesteine des Spessarts und des Odenwalds durch vergleichbare petrogenetische Prozesse gebildet?

5. ERGEBNISSE

5.1. Rb/Sr-Geochronologie

5.1.1. Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter

An Gesamtgesteinsproben der Intrusivkomplexe von Marktredwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf wurden die Rb- und Sr-Isotopenverhältnisse bestimmt und daraus für jeden Komplex die Isochronenalter und die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnisse i berechnet* (siehe Kap. 8. und 9.).

Die Intrusivgesteine der Lokalität Marktredwitz bilden eine magmatische Abfolge. Sie beinhaltet basische Varietäten (Gabbros, Norite, Gabbrodiorite, Monzogabbros), dioritische Varietäten (Diorite, Quarzdiorite), Granodiorite und Hybridgesteine (siehe Kap. 11). Innerhalb ihres Verbreitungsgebietes sind die einzelnen Varietäten nicht streng voneinander getrennt, sondern zeigen fließende Übergänge. Geländebeobachtungen, petrologische und geochemische Charakteristika dieser Gesteine zeigen, daß sie i. allg. durch Intrusion und nachfolgende magmatische Differentiation gebildet wurden. Sie können somit als kogenetisch angesehen werden (TROLL, 1968).

Zur Datierung wurden 24 Gesamtgesteinsproben ausgewählt, die repräsentativ für die chemische Variation des Intrusivkomplexes von Marktredwitz sind. Sie ergeben ein Isochronenalter von 468 ± 9 Ma mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis von $i = 0.70578 \pm 9$. Der MSWD-Wert beträgt 1.05 und zeigt eine nahezu lineare Korrelation der Meßergebnisse im Bereich der angegebenen Fehler an (Abb. 7).

*Bei Doppelbestimmungen wurden die Mittelwerte der Isotopenverhältnisse zur Isochronenberechnung verwendet. Die Zerfallskonstante $\lambda_{^{87}\text{Rb}}$ beträgt $1.42 \cdot 10^{-11} \cdot \text{a}^{-1}$ (STEIGER & JÄGER, 1977).

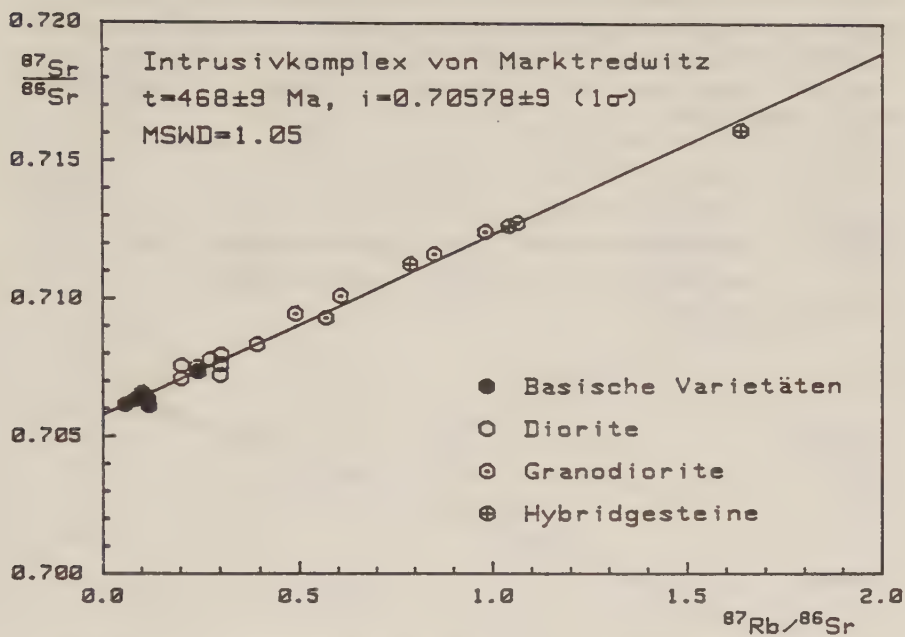


Abbildung 7. Rb/Sr-Isochronendiagramm für 24 Gesamtgesteinsproben des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz. Alterswert und Anfangsverhältnis gerechnet nach WENDT in BROOKS et al. (1968). Der mittlere relative 1σ -Fehler der Isotopenverhältnisse beträgt für $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$ und für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \pm 0.3\%$. Analysenwerte siehe Tab. 15 a und 15 b.

Sieben Gesamtgesteinsproben der Sillintrusionen aus der Zone Tirschenreuth-Mähring zeigen ein Rb/Sr-Isochronenalter von 470 ± 33 Ma und ein Anfangsverhältnis von $i = 0.70511 \pm 35$. Der MSWD-Wert von 0.84 besagt, daß eine gute lineare Korrelation der Meßpunkte im Bereich der angegebenen Fehler besteht (Abb. 8).

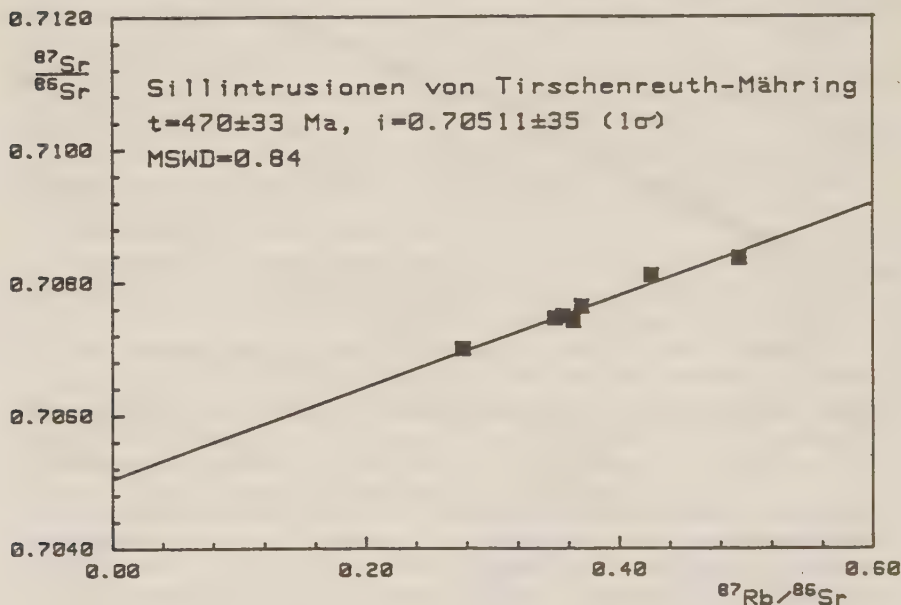


Abbildung 8. Rb/Sr-Isochronendiagramm für 7 Gesamtgesteinsproben der Sillintrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring. Alterswert und Anfangsverhältnis gerechnet nach WENDT in BROOCKS et al. (1968). Der mittlere relative 1σ -Fehler der Isotopenverhältnisse beträgt für $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$ und für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \pm 0.08\%$. Analysenwerte siehe Tab. 16.

Granodiorite der Lokalität Reuth/Erbendorf (6 Gesamtgesteinsproben) ergeben einen Alterswert von 545 ± 16 Ma und $i = 0.70413 \pm 23$ (Abb. 9). Im Bereich der angegebenen Fehler streuen die Datenpunkte um eine Regressionsgerade (MSWD=2.0).

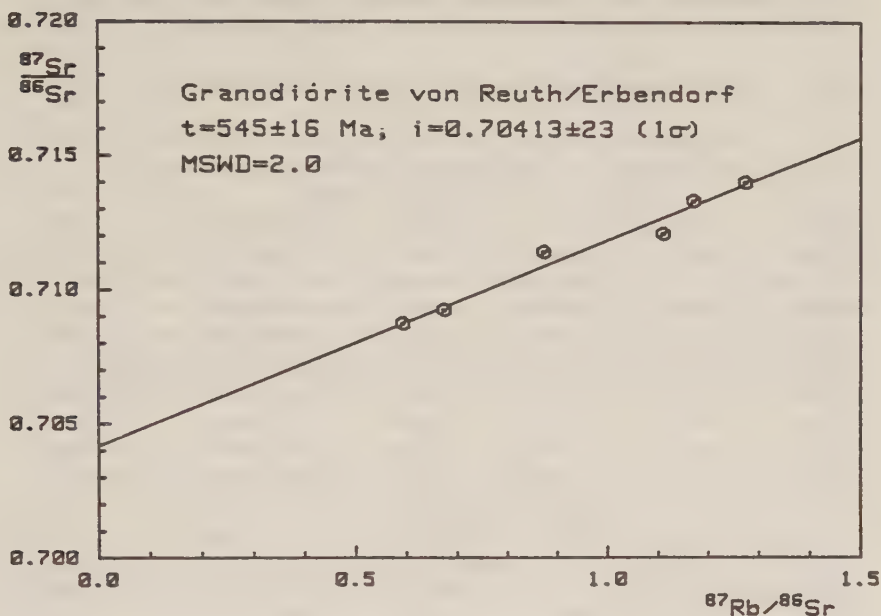


Abbildung 9. Rb/Sr-Isochronendiagramm für 6 Gesamtgesteinsproben der Granodiorite von Reuth/Erbendorf. Alterswert und Anfangsverhältnis gerechnet nach WENDT in BROOCKS et al. (1968). Der mittlere relative 1σ -Fehler der Isotopeverhältnisse beträgt für $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$ und für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \pm 0.08\%$. Analysenwerte siehe Tab. 17.

5.1.2. Rb/Sr-Biotitalter

Die Biotit/Gesamtgesteinsalter des Intrusivkomplexes von Marktredwitz und der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring liegen bei 319 Ma und sind innerhalb ihres 1σ -Fehlerbereichs identisch. (Tab. 1 und 2).

Tabelle 1. Biotit/Gesamtgesteinsalter der Lokalität Marktredwitz.

Probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma^*$	$t_{\text{Bi/GG}}^{**}$
Basische Varietäten						
D2A/Bi	279.7	30.1	27.1	0.82826 ± 103		316 ± 6
D2A/GG	36.7	1055.9	0.101	0.70658 ± 36		

D3C/Bi	220.0	6.7	99.2	1.15205 ± 84		316 ± 6
D3C/GG	32.0	784.8	0.129	0.70610 ± 10		

D5A/Bi	426.2	8.5	154.9	1.40555 ± 124		317 ± 6
D5A/GG	87.4	1038.1	0.244	0.70730 ± 22		

D6C/Bi	245.2	110.1	6.5	0.73545 ± 15		320 ± 7
D6C/GG	50.1	1714.8	0.085	0.70640 ± 14		

Diorite						
D3A/Bi	282.2	4.5	205.1	1.64220 ± 72		321 ± 6
D3A/GG	84.4	889.7	0.275	0.70779 ± 21		

Granodiorite						
D1A/Bi	449.0	4.1	376.9	2.41790 ± 483		319 ± 6
D1A/GG	138.3	662.8	0.605	0.71013 ± 33		

D7A/Bi	547.2	5.9	304.9	2.11667 ± 83		325 ± 7
D7A/GG	146.3	431.8	0.981	0.71244 ± 9		

D8A/Bi	502.0	6.5	249.1	1.83926 ± 98		320 ± 6
D8A/GG	140.6	719.4	0.566	0.70930 ± 17		

Hybridgesteine						
D1B/Bi	481.2	8.8	170.1	1.47264 ± 84		316 ± 6
D1B/GG	155.0	569.4	0.788	0.71127 ± 11		

Bei Doppelaufschlüssen von Gesamtgesteinsproben (Tab. 15) sind die Mittelwerte der Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse angegeben. 1σ -Fehler der massenspektrometrischen Messung. ** Biotit-Gesamtgesteinsalter (Ma) gerechnet nach WENDT in BROCKS et al. (1968). $1\sigma_{\text{rel}}(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) = \pm 2\%$, $1\sigma_{\text{rel}}(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = \pm 0.3\%$.

Tabelle 2. Biotit/Gesamtgesteinsalter der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring

Probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma^*$	$t_{\text{Bi/GG}}^{**}$
D21/Bi	279.3	12.1	68.7	1.01524 ± 10		316 ± 6
D21/GG	78.5	649.4	0.350	0.707442 ± 50		
D23A/Bi	274.9	18.6	43.6	0.90577 ± 9		322 ± 6
D23A/GG	66.2	690.8	0.278	0.707005 ± 34		
D24C/Bi	336.9	12.0	91.8	1.12633 ± 21		322 ± 6
D24C/GG	118.5	944.0	0.363	0.707406 ± 56		

Bei Doppelaufschlüssen von Gesamtgesteinsproben (Tab. 15) sind die Mittelwerte der Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse angegeben. * 1σ -Fehler der massenspektrometrischen Messung. **Biotit-Gesamtgesteinsalter (Ma) gerechnet nach WENDT in BROOCKS et al. (1968). $1\sigma_{\text{rel}}(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) = \pm 2\%$, $1\sigma_{\text{rel}}(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = \pm 0.08\%$.

Tabelle 3. Biotit/Gesamtgesteinsalter der Granodiorite von Reuth/Erbendorf

Probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma^*$	$t_{\text{Bi/GG}}^{**}$
D9B/Bi	443.7	11.3	119.3	1.22046 ± 17		303 ± 6
D9B/GG	130.2	559.7	0.673	0.709241 ± 87		
D14/Bi	335.4	24.4	40.6	0.89187 ± 15		319 ± 6
D14/GG	107.4	356.2	0.873	0.711410 ± 47		
D18/Bi	532.7	14.2	113.9	1.21178 ± 31		316 ± 6
D18/GG	147.9	336.3	1.270	0.714014 ± 86		

* 1σ -Fehler der massenspektrometrischen Messung. **Biotit-Gesamtgesteinsalter (Ma) gerechnet nach WENDT in BROOCKS et al. (1968). $1\sigma_{\text{rel}}(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) = \pm 2\%$, $1\sigma_{\text{rel}}(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = \pm 0.08\%$.

Die Gesamtgesteins/Biotitalter der Granodiorite von Reuth/Erbendorf sind, mit Ausnahme der Probe D9B, mit denen der beiden anderen Lokalitäten in ihrem 1σ -Fehler identisch.

5.2. K/Ar-Alter von Hornblenden und Biotiten aus Gesteinen der Lokalität Marktrédwitz

K/Ar-Datierungen an Hornblenden von Gesteinen der Lokalität Marktrédwitz wurden bereits von FISCHER et al. (1968) durchgeführt (dioritischer Redwitzit aus dem Steinbruch Grafenstein, vergl. Kap. 11. Proben D5A-D5C). Der K/Ar-Alterswert der Hornblendepräparate dieser Probe beträgt 384 ± 40 Ma. Dieser Alterswert deutet nach FISCHER et al. (1968) auf eine früvariszische Metamorphose in den untersuchten Gesteinen hin, ist aber nach Meinung der Autoren aus folgenden Gründen wenig vertrauenswürdig:

- a.) Der Einfluß des Luftargons ist derart, daß der errechnete Alterswert als zu hoch ausfällt.
- b.) Die untersuchten Hornblenden besitzen Biotitverunreinigungen, welche zu einer Beeinflussung des reinen Hornblendealters führen können.

Im Zuge dieser Arbeit wurden nun von vier Gesteinsproben der Lokalität Marktrédwitz Hornblendepräparate zur K/Ar-Datierung abgetrennt und an Allquoten dieser Präparate die Kalium- und Argonkonzentrationen bestimmt. Um mögliche Biotitverwachsungen in den Hornblenden zu entfernen, wurden zwei Hornblendepräparate mit 40%-iger HF geätzt (Kap. 8.4.).

Aus den Mittelwerten von K- und Ar-Doppelbestimmungen errechneten sich Alterswerte, die für ungeätzte Proben zwischen 344 Ma und 304 Ma streuen (Tab. 4). Das Mittel der K/Ar-Alter ungeätzter Hornblenden beträgt 325 ± 20 Ma.

Die Mittelwerte der K- und Ar-Doppelbestimmungen von fünf Biotitpräparaten ergeben ebenfalls eine starke Streuung der Alterswerte, die zwischen 350 Ma und 327 Ma liegen (Tab. 4).

Trägt man die Konzentrationen von $^{40}\text{Ar}_{(\text{rad})}$ gegen die Kaliumkonzentrationen auf, entspricht diese Darstellung einem Isochronendiagramm. Die Datenpunkte der ungeätzten Hornblenden liegen auf einer Geraden, deren Steigung einem Alterswert von 288 ± 5 Ma entspricht (Abb. 10). Da die Gerade die y-Achse nicht im Nullpunkt schneidet, belegt dies eine konstante Menge von $^{40}\text{Ar}_{(\text{rad})}$, die nicht durch radioaktiven Zerfall von Kalium in den Hornblenden gebildet wurde. Dieser Anteil von Fremdargon beträgt $0.66 \pm 7 \cdot 10^{-6} \text{ ccSTP/g}$. Die beiden geätzten Hornblendepräparate ergeben ein Alter von 265 ± 10 Ma und einen Anteil von Fremdargon von $0.73 \pm 25 \cdot 10^{-6} \text{ ccSTP/g}$.

Die Biotite ergeben in der gleichen Darstellungsweise ein Alter von 332 ± 77 Ma bei einem Fremdargonanteil von $2 \pm 20 \cdot 10^{-6} \text{ ccSTP/g}$ (Abb. 11).

Tabelle 4. K/Ar-Hornblende- und Biotitalter von Gesteinen der Lokalität Marktredwitz

Probe	Einwaage (mg)	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (10^{-5}ccSTP/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\emptyset$)	K (%)	Alter (Ma) $\pm 1\sigma$
Basische Varietäten						
D2A Hbl	11.13	13.1	0.5950			
	7.73	14.9	0.5848	0.5899	0.401	344 $\pm$ 7
D2A Hbl (geätzt)	8.80	54.0	0.4832			
	4.27	46.0	0.4857	0.4844	0.371	308 $\pm$ 6
D2A Bi	8.68	1.4	10.27			
	5.38	1.4	10.18	10.23	6.81	350 $\pm$ 7
D5A Hbl	10.55	4.2	1.133			
	3.76	7.9	1.107	1.120	0.868	304 $\pm$ 6
D5A Hbl (geätzt)	9.43	45.7	0.9241			
	6.20	25.3	0.9461	0.9351	0.777	286 $\pm$ 5
D5A Bi	9.57	0.5	11.24			
	4.34	0.6	10.94	11.09	7.50	345 $\pm$ 7
D6C Hbl	10.16	12.8	0.4075			
	4.87	15.0	0.4123	0.4099	0.282	340 $\pm$ 7
D6C Bi	10.07	0.7	9.860			
	4.88	-2	9.624	9.742	6.94	329 $\pm$ 7
Diorite						
D3A Hbl	14.87	3.2	0.8690			
	5.22	6.9	0.8384	0.8537	0.648	311 $\pm$ 6
D3A Bi	15.99	0.5	10.74			
	6.74	0.8	10.52	10.63	7.34	339 $\pm$ 6
Granodiorite						
D8A Bi	11.56	0.7	10.63			
	7.78	0.7	10.26	10.45	7.50	327 $\pm$ 7

Reproduzierbarkeit der K-Gehaltsbestimmung: $\pm 0.67\%$. Reproduzierbarkeit der Ar-Gehaltsbestimmung: $\pm 1.15\%$. Eichfehler der Ar-Messungen: $\pm 1.2\%$. Gesamtfehler der Alterswerte: $\pm 1.8\%$.

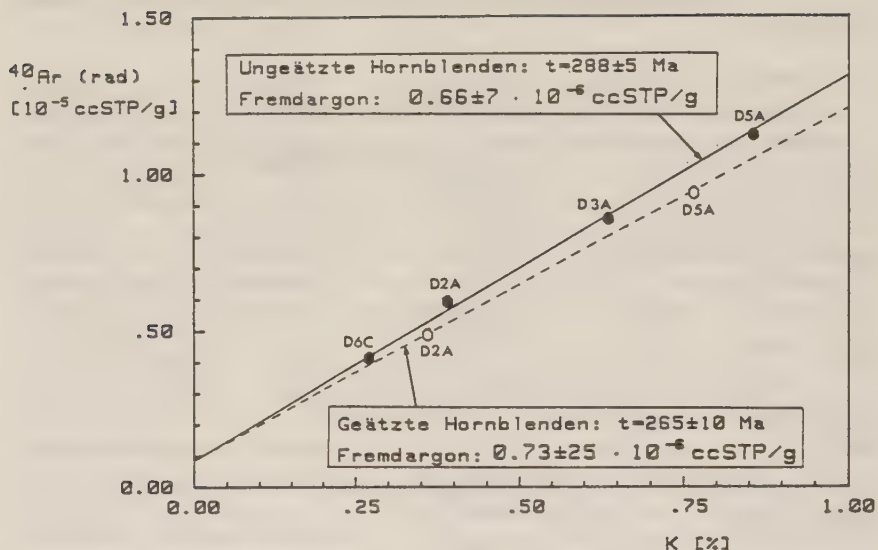


Abbildung 10. Die Konzentration von radiogenem Argon in Abhängigkeit von der Kaliumkonzentration für Hornblenden des Intrusivkomplexes von Marktredwitz.

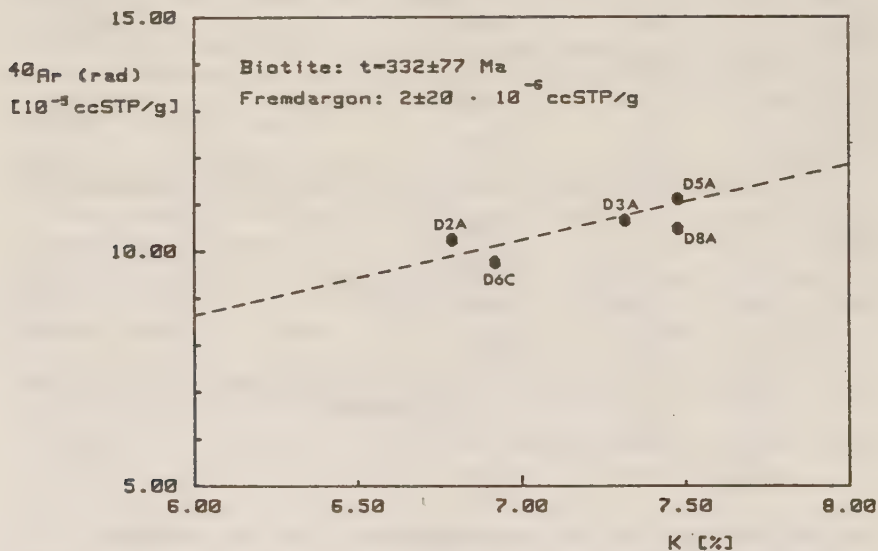


Abbildung 11. Die Konzentration von radiogenem Argon in Abhängigkeit von der Kaliumkonzentration für Biotite des Intrusivkomplexes von Marktredwitz.

5.3. Die Samarium/Neodym-Methode und ihre Anwendung

5.3.1. Einführung in die Sm/Nd-Methode

Samarium und Neodym gehören zu der Gruppe der Lanthaniden oder Seltenen Erden (SE). Sie bilden dreifach positiv geladene Ionen. Im Gegensatz zu den Elementen der Haupt- und Nebengruppen des Periodensystems, nehmen ihre effektiven Ionenradien mit steigender Ordnungszahl ab. Die Abnahme der Ionenradien bei steigender Ordnungszahl, wird 'Lanthanidenkontraktion' genannt und ist eine Folge der wachsenden Kernladung bei gleichzeitiger Auffüllung einer inneren Elektronenschale (CHRISTEN, 1969). Die Seltenen Erden werden in eine Gruppe der Leichten Seltenen Erden (LSE) mit La bis Sm und eine Gruppe der Schweren Seltenen Erden (SSE) mit Gd bis Lu eingeteilt.

Die SE sind als Spurenelemente in fast allen gesteinsbildenden Mineralen enthalten (Tab. 5). Hohe Sm- und Nd-Gehalte findet man vorwiegend in akzessorischen Mineralen wie Monazit, Cerit, Zirkon, Orthit (Allanit), Titanit und Apatit. Obwohl die Gehalte an Sm und Nd beispielsweise in Apatit und Monazit hoch sind, unterscheidet sich das durchschnittliche Sm/Nd-Verhältnis nur wenig von denen gesteinsbildender Minerale mit niederen Sm- und Nd-Gehalten. Die Sm/Nd-Verhältnisse der meisten gesteinsbildenden und akzessorischen Minerale reichen von 0.14 bis 0.35 (Tab. 5). Eine Anreicherung von Sm gegenüber Nd tritt im Mineral Granat mit Sm/Nd von etwa 0.54 auf.

In magmatischen Gesteinen nehmen die Sm/Nd-Verhältnisse mit steigendem Differentiationsgrad ab. Gesteine des oberen Erdmantels besitzen höhere Sm/Nd-Verhältnisse als differenzierte Gesteine der Erdkruste (Tab. 5). Die Anreicherungen von Nd relativ zu Sm in differenzierten Gesteinen ist von den Verteilungskoeffizienten von Nd und Sm abhängig.

Tabelle 5. Durchschnittliche Konzentrationen und Elementverhältnisse von Sm und Nd in Gesteinen und Mineralen (aus FAURE, 1987).

Gestein/Mineral	Sm (ppm)	N	Nd (ppm)	N	Sm/Nd
Minerale					
Olivin	0.07	1	0.36	1	0.19
Klinopyroxen	3.34	35	9.09	34	0.367
Amphibol	6.03	3	17.3	2	0.347
Biotit	37.0	2	171.5	2	0.215
Plagioklas	0.541	8	1.85	9	0.292
Kalifeldspat	3.77	4	26.0	3	0.14
Granat	1.17	15	2.17	15	0.539
Apatit	223	2	718	2	0.311
Monazit	15000	1	88000	1	0.17
Vulkanite					
Komatite, Pikrite	1.14	15	3.59	15	0.317
Archaische Tholeiite	1.96	23	6.67	23	0.293
MORB-Tholeiite	3.30	73	10.3	73	0.320
Kontinentale Tholeiite	5.32	657	24.2	657	0.220
Kalk-Alkalibasalte	6.07	24	32.6	25	0.186
Alkalibasalte	8.07	65	41.5	62	0.194
Trachyte	14.1	8	73.2	8	0.192
Phonolite	15.1	29	81.4	30	0.185
Andesite	3.90	28	20.6	40	0.189
Dacite, Rhyodacite	5.05	32	24.9	33	0.202
Rhyolite	4.65	10	21.6	11	0.215
Kimberlite	8.08	37	66.1	37	0.122
Karbonatite	38.7	47	178.8	47	0.216
Plutonite					
Harzburgite, Pyroxenite	0.0025	2	0.0085	2	0.29
Lherzolite, Websterite-	0.582	19	2.28	19	0.255
Anorthosite, Peridotite					
Gabbros	1.78	52	7.53	56	0.236
Eklogite	26.1	5	8.64	5	0.302
Quarzdiorite, Tonalite	4.01	5	16.8	9	0.238
Monzonite, Quarz- monzonite	5.31	10	26.4	10	0.200

Gestein/Mineral	Sm (ppm)	N	Nd (ppm)	N	Sm/Nd
Plutonite					
Granodiorite	6.48	22	29.9	22	0.216
Granite	8.22	587	43.5	588	0.188
Granulite	4.96	16	31.8	30	0.156
Syenite	9.5	8	86	8	0.11
Nephelin-Syenite	14	2	75.5	2	0.185

N: Anzahl der Proben

5.3.1.1. Isotope von Sm und Nd

Die Elemente Neodym und Samarium besitzen jeweils 7 natürliche Isotope:

^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd , ^{150}Nd

und

^{144}Sm , ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm , ^{154}Sm

Das radioaktive Isotop ^{147}Sm bildet unter Emission von einem α -Teilchen das stabile Isotop ^{143}Nd . Die Zerfallskonstante $\lambda_{^{147}\text{Sm}}$ beträgt $6.54 \cdot 10^{-12} \cdot \text{a}^{-1}$ (LUGMAIR, 1974).

Aufgrund der hohen Halbwertszeit von ^{147}Sm eignet sich das Sm/Nd-Zerfallssystem besonders zur Datierung weit zurückliegender geologischer Ereignisse. Da es sich nur um den direkten Zerfall von ^{147}Sm zu ^{143}Nd handelt, kann wie bei der Rb/Sr-Methode das Prinzip der Isochronen zur Altersbestimmung von Gesteinen und Mineralen angewendet werden (LUGMAIR, 1974). Die Voraussetzungen hierfür sind:

-Bei der Bildung der Gesteine müssen homogen verteilte Nd-Isotopenverhältnisse vorgelegen haben.

-Kogenetische Proben müssen eine Variation der Sm/Nd-Verhältnisse und somit auch der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse aufweisen.

-Es muß sich um ein geschlossenes Isotopen-System handeln.

-Es muß zu signifikanten Anreicherungen des Tochterisotops ^{143}Nd in Gesteinen oder Mineralen gekommen sein, die durch massenspektrometrische Messungen bestimmt werden können.

Gesamtgesteinsdatierungen sind a.) aufgrund der ähnlichen chemischen Eigenschaften von Sm und Nd, die eine markante Anreicherung eines der beiden Elemente bei Differentiationsprozessen erschweren und b.) wegen der hohen Halbwertszeit von ^{147}Sm nur in präkambrischen Gesteinen mit ausreichender Genauigkeit möglich.

Eine starke Anreicherung von Schweren Seltenen Erden in Mineralen, ist beispielsweise in Granat oder Orthit zu finden. Diese Minerale besitzen hohe $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse. Kombiniert mit Gesamtgesteinsproben und anderen Mineralen, wie Pyroxen oder Hornblende, ergibt sich somit eine starken Variation der Verhältnisse $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Dadurch ist eine Altersbestimmung durch Mineral-Gesamtgesteinsisochronen oder Mineralisochronen bis zu etwa 50 Ma möglich.

5.3.1.2. Geochemische Bedeutung der Nd-Isotopenverhältnisse

Die Variationen der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse in terrestrischen Gesteinen und Meteoriten geben Hinweise auf petrogenetische Entwicklungsprozesse. Messungen der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse von Chondriten und Achondriten ergaben übereinstimmende $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse sowie übereinstimmende Alterswerte von etwa 4.6 Ga (LUGMAIR et al., 1975; JACOBSEN & WASSERBURG, 1980). Diese Beobachtungen führten DePAOLO & WASSERBURG (1976) zu einem Nd-Entwicklungsmodell, das besagt, daß das terrestrische Nd und das Nd von Meteoriten einen gemeinsamen Ursprung hatte. Für diesen Ursprung definierten DePAOLO & WASSERBURG (1976) den Begriff *chondritic uniform reservoir: CHUR*.

Für die heutigen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse von CHUR errechnet sich ein Wert von 0.512638 (LUGMAIR et al., 1975; CARLSON et al., 1981). Dabei wurde ein konstantes $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.7219 zur Korrektur der Massenfraktionierung (siehe Kap. 8.5.1.2.) bei der massenspektrometrischen Messung verwendet. Das $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von CHUR wurde von LUGMAIR (1974) aufgrund von Messungen der Sm- und Nd-Isotopenverhältnisse des Eukriten JUVINAS mit 0.1936 angegeben.

JACOBSEN & WASSERBURG (1980) errechneten für das heutige $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von CHUR einen Wert von 0.511836, der durch eine Massenfraktionierungskorrektur mit einem $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.636151 zustande kam. Das $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von CHUR beträgt nach diesen Autoren 0.1967. Die Differenz zwischen den $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen für CHUR, die mit den beiden verschiedenen Korrekturverfahren ermittelt wurden, beträgt 0.000802. In der Literatur sind deshalb für die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von CHUR unterschiedliche Werte zu finden.

Aus diesem Grund, und wegen der geringen natürlichen Streuung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse wurde von DePAOLO & WASSERBURG (1976) die ε -Notation für die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse eingeführt. Der ε -Wert gibt die 10^4 -fache Abweichung eines $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisses ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{obs} von dem chondritischen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis an. Diese Notation hat den Vorteil, daß die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{obs}, die abhängig von dem Korrekturverfahren sind, die gleichen ε -Werte ergeben.

$$\varepsilon_{\text{Nd}} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{obs}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \cdot 10^4$$

Der initiale $\varepsilon_{\text{init}}$ -Wert gibt die Abweichung des initialen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisses ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{init} vom $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ t_{CHUR} zur Zeit t=0 der Gesteinsbildung an:

$$\varepsilon_{\text{Nd}} (\text{init}) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{init}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{t}_{\text{CHUR}}}} - 1 \right] \cdot 10^4$$

wobei

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{t}_{\text{CHUR}}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} (e^{\lambda_{\text{Sm}} t} - 1)$$

Gesteinsproben, die in Bezug zu CHUR höhere $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse aufweisen, ergeben positive ε -Werte, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse die kleiner als $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ CHUR sind, äußern sich durch negative ε -Werte.

Die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse geben Hinweise auf die Herkunft von Gesteinen: positive ε -Werte sind typisch für Gesteine des Oberen Erdmantels. Geht man von einer chondritischen Zusammensetzung der Gesamterde aus, können diese Gesteine als Residualphase angesehen werden. Ihnen wurden lithophile Elemente mit großem Ionenradius (large ion lithophile: LIL-elements), entzogen. Diese Gesteine sind an Nd relativ zu Sm verarmt.

Krustengesteine die gegenüber Mantelgesteinen eine *Anreicherung* von Nd relativ zu Sm aufweisen, besitzen negative ε -Werte.

5.3.1.3. Nd-Modellalter

Wie oben beschrieben, geht man davon aus, daß bei der Bildung der Erde einheitliche chondritische $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse vorlagen (chondritic mantle reservoir). Eine ungestörte Entwicklung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse dieser Gesteine, welche einem solchen Reservoir angehören, ist durch die lineare Beziehung der Nd-Isotopenverhältnisse mit der verstrichenen Zeit in Abb. 12 dargestellt.

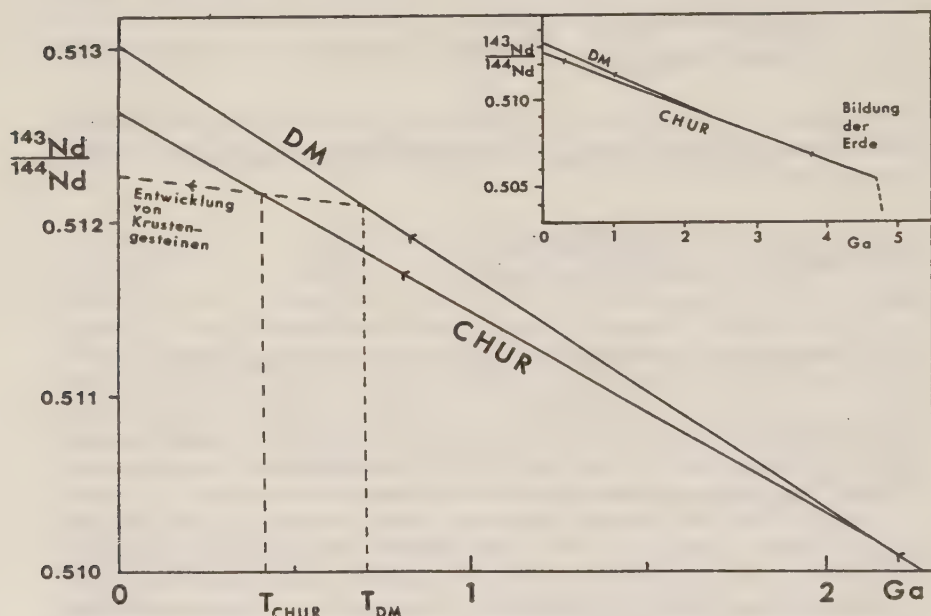


Abbildung. 12. Modell der zeitlichen Entwicklung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Isotopenverhältnisse nach Bildung der Erde. CHUR: Mantelreservoir chondritischer Zusammensetzung, DM: Residuales, an Leichten Seltenen Erden (LSE) verarmtes Mantelreservoir. T_{CHUR} : Krustenverweildauer, von Gesteinen nach einer Abspaltung von einem Mantelreservoir chondritischer Zusammensetzung, T_{DM} : Krustenverweildauer von Gesteinen nach einer Abspaltung von einem an LSE verarmten Mantelreservoir.

Durch Differentiationsprozesse im Mantel wurden im Laufe der Erdgeschichte LIL-reiche Phasen abgespalten, was zur Bildung der Erdkruste führten. Diese Abspaltung hatte eine Veränderung der Sm/Nd-Verhältnisse zur Folge, wobei im Falle von Krustengesteinen Nd relativ zu Sm angereichert wurde.

Vorausgesetzt, daß sich nach dieser Abspaltung die Sm/Nd-Verhältnisse nicht mehr verändert haben, kann aus den gemessenen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnissen der Zeitpunkt dieser Abspaltung ermittelt werden. Diese Annahme wird dadurch unterstützt, daß sich die Sm/Nd-Verhältnisse i. allg. selbst bei geologischen Prozessen wie Metamorphose und Intrusion nicht signifikant verändern (FAURE, 1987). Mit diesen Alterswerten, die als Nd-Modellalter bezeichnet werden, kann somit die Krustenverweildauer von Gesteinen beleuchtet werden (z.B. DePAOLO & WASSERBURG, 1976; ALLEGRE & BenOTHMAN, 1980; McCULLOCH & CHAPPELL, 1982; LEW & McCULLOCH, 1984; FAURE, 1987).

Neuere Untersuchungen zeigen, daß zur Berechnung der Nd-Modellalter ein Mantelreservoir angenommen werden muß, das keine chondritische Zusammensetzung aufweist, sondern an Leichten Seltenen Erden verarmt ist (depleted mantle reservoir: DM) (Abb. 12).

Gründe hierfür sind:

a.) Rezente Basalte mittelozeanischer Rücken (MORB), Ozeaninselbasalte und primitive Inselbogenbasalte zeigen zumeist $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse die höher als chondritische $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse sind. Diese Sm/Nd-Element- und Isotopenverhältnisse weisen gegenüber Chondriten auf ein an Nd relativ zu Sm verarmtes Mantelreservoir hin (DePAOLO & WASSERBURG, 1979; ALLEGRE et al., 1982).

b.) Granite und Vulkanite von Kontinentalrändern besitzen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse, die ebenfalls auf eine Abstammung von einem an Leichten Seltenen Erden verarmten Mantel hinweisen (z.B. HAWKESWORTH & VOLLMER, 1979; McCULLOCH & PERFIT, 1981; McCULLOCH & CHAPPELL, 1982).

Die Nd-Modellalter lassen sich mit folgenden Formeln berechnen:

$$t_{\text{Nd}}^{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{obs}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{obs}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} \right]$$

und

$$t_{\text{Nd}}^{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{obs}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{obs}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]$$

wobei folgende Werte verwendet wurden:

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ und $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1936$ sowie

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51305$ und $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.23$ (CARLSON et al., 1981).

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{obs}}$ und $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{obs}}$: Isotopenverhältnisse der Probe.

Zur Aussagekraft der Nd-Modellalter müssen folgende Einschränkungen gemacht werden: Bei magmatischen und metamorphen Prozessen in der Erdkruste verändern sich die Sm/Nd-Verhältnisse nicht, sofern keine Stoffzu- oder -abfuhr von Sm oder Nd stattfand. Falls sich jedoch das Sm/Nd-Verhältnis nach der Abspaltung von einem Mantelreservoir verändert, sind die Bedingungen dieses Modells nicht erfüllt. Diese Veränderung kann durch partielle Aufschmelzung mit Abtrennung vom Residuum hervorgerufen werden (Abb. 13). Bei der Bildung von Gesteinen der Erdkruste kommt es in der Schmelzphase zu einer relativen Anreicherung von Nd gegenüber Sm. Dies zeigt sich deutlich in den niederen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen stark differenzierter Gesteine (vergl. Tab. 6). Aus diesem Grund sind die heutigen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von Gesteinen, die derartige Prozesse erfahren haben, kleiner als die primitiver Gesteinsserien.

In Bezug auf die Krustenverweildauer, sind die errechneten Nd-Modellalter als *Minimalalter* für die Abtrennung von einem Mantelreservoir bestimmter Zusammensetzung anzusehen.

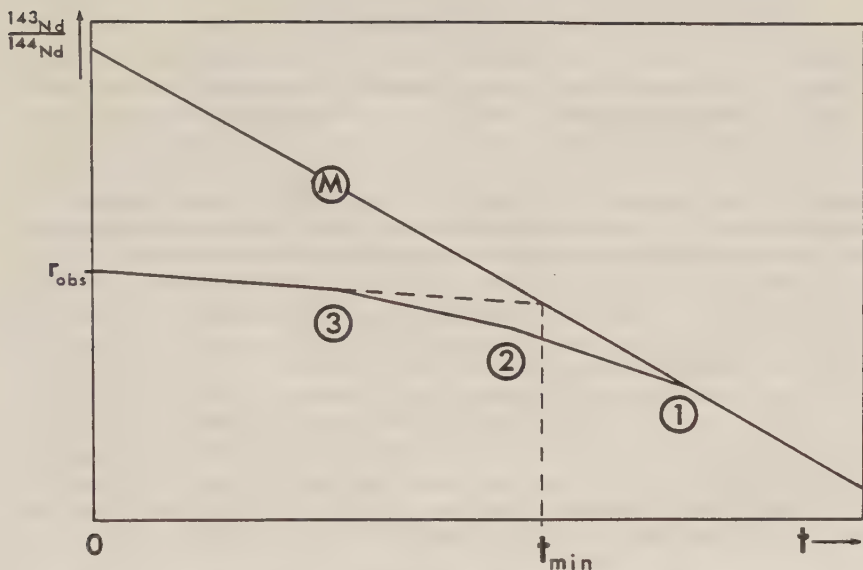


Abbildung 13. Schematische Darstellung zur Relevanz von Nd-Modellaltern bei Veränderungen der Sm/Nd-Verhältnisse. 1: Erstmalige Veränderung der Sm/Nd-Verhältnisse bei partieller Aufschmelzung und Abtrennung von einem Mantelreservoir M. 2 und 3: Veränderungen der Sm/Nd-Verhältnisse. r_{obs} : heutiges $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis. t_{min} : Minimalalter für die Krustenverweildauer.

Im allgemeinen haben die Nd-Modellalter als Minimalalterswerte eine geologische Aussagekraft. Sie geben eine Untergrenze für die mittlere Krustenverweildauer von Gesteinen. Sie zeigen an, ob und inwieweit Material mit hoher Krustenverweildauer oder junges, beispielsweise juveniles Material bei der Gesteinsbildung eine Rolle spielte. Außerdem deuten einheitliche Modellalter auf im Mittel altersgleiche Ausgangsgesteine hin, während stark variierende Modellalter eine Mischung von Ausgangsgesteinen unterschiedlicher Krustenverweildauer nahelegen.

5.3.2. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse sowie Nd-Modellalter basischer bis saurer Magmatite Nordostbayerns

5.3.2.1. Intrusivgesteine von Marktredwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf

Gesteine der Lokalität Marktredwitz weisen eine starke Variation der ϵ_{Nd} -Werte von -6.0 bis -8.8 auf (Tab. 15). Die Nd-Modellalter variieren für t_{CHUR} von 413 Ma bis 645 Ma und für t_{DM} von 732 Ma bis 921 Ma.

Fünf Gesamtgesteinsproben der Granodiorite der Lokalität Reuth/Erbendorf (Tab. 17) zeigen ebenfalls eine Streuung der ϵ_{Nd} -Werte, die von -5.5 bis -8.1 reicht. Nd-Modellalter errechnen sich für t_{CHUR} mit 483 Ma bis 640 Ma und t_{DM} mit 831 Ma und 939 Ma.

Im Gegensatz dazu ergeben fünf Gesamtgesteinsproben der Sill-intrusionen von Tirschenreuth-Mähring homogene ϵ_{Nd} -Werte von -4.9 bis -5.2. Die Krustenverweildauer dieser Gesteine ergibt sich für t_{CHUR} mit 393 Ma bis 471 Ma und für t_{DM} mit 746 Ma bis 884 Ma (Tab. 16).

Die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von Gesteinen der drei Lokalitäten sind sehr niedrig und reichen von 0.078 bis 0.108 (Tab. 15 bis 17).

5.3.2.2. Granite vom Typ G 1

Die ϵ_{Nd} -Werte von Proben des Porphyrgranits von Weißenstadt-Marktleuthen (Tab. 18) reichen von -7.5 bis -7.8 und sind innerhalb des Fehlers der Reproduzierbarkeit von ± 0.2 ϵ -Einheiten (Kap. 9.2.2.) identisch.

Die Nd-Modellalter reichen für t_{CHUR} von 597 Ma bis 618 Ma und t_{DM} von 870 Ma bis 917 Ma.

Die initialen ϵ_{Nd} -Werte bei einem Intrusionsalter von 319 ± 3 Ma (LENZ, 1986) betragen -3.5 bis -3.8. Die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse für diesen Granittyp sind sehr einheitlich und liegen bei 0.092 bis 0.096.

Ebenfalls homogene ϵ_{Nd} -Werte von -9.3 bis -9.9 erhält man für Gesamtgesteinsproben des Liebensteiner Granits (Tab. 19), der eine Varletät des Falkenberger Granits darstellt. Die Nd-Modellalter sind höher als die des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen und reichen für t_{CHUR} von 951 Ma bis 1073 Ma und für t_{DM} von 1195 Ma bis 1291 Ma. Die initialen ϵ_{Nd} -Werte errechnen sich für ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 320 ± 40 Ma (WENDT et al., 1986) mit -6.3 bis -6.9. Die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse reichen hier von 0.114 bis 0.123.

5.3.2.3. Minerale einer Dioritprobe der Lokalität Marktrechwitz

Analysen von Titaniten aus einer dioritischen Probe der Lokalität Marktrechwitz (D3A) ergaben hohe Sm- und Nd-Elementkonzentrationen (Nd 3444 ppm und Sm 555 ppm). Die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse unterscheiden sich aber nur wenig von den Sm/Nd-Isotopenverhältnissen des Gesamtgesteins und der Hornblenden (Tab. 20). Eine Gesamtgestein-Mineralisochrone (Abb. 14) ergibt einen Alterswert von $415 \pm 137 \text{ Ma}$ und ein $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Anfangsverhältnis von $i = 0.512062 \pm 153$. Wegen des großen Fehlers läßt dieser Alterswert keine Aussage über die zeitliche Einordnung der Dioritintrusion zu.

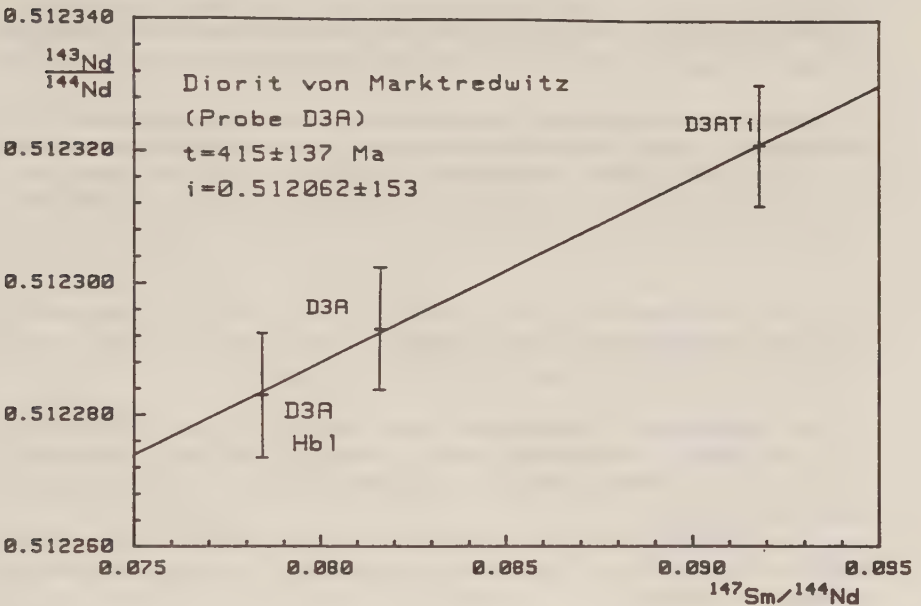


Abbildung 14. Sm/Nd-Isochronendiagramm für 2 Minerale (Hornblende und Titanit) und eine Gesamtgesteinsprobe (D3A) eines Diorites der Lokalität Marktrechwitz. Der relative 1σ -Fehler der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse beträgt $\pm 0.5\%$. Für die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse wurde der relative 1σ -Fehler der Reproduzierbarkeit der massenspektrometrischen Messung von $\pm 0.018\%$ angenommen (Kap. 9.2.2.). Gerechnet nach WENDT in BROOCKS et al. 1968. $\lambda_{^{147}\text{Sm}} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ a}^{-1}$.

6. DISKUSSION UND INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

6.1. Die Problematik der Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter

Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz mit 468 ± 8 Ma, der Sillintrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring mit 470 ± 33 Ma und der Granodiorite von Reuth/Erbendorf mit 545 ± 16 Ma weisen auf eine kaledonische Platznahme dieser Intrusivgesteine hin. Alterswerte dieser Größenordnung wurden auch an zahlreichen Para- und Orthogesteinen des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas ermittelt (siehe Kap. 2.3.).

Die Interpretation der Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter der untersuchten basischen und intermediären Magmatite als *Intrusionsalter*, steht aber im Widerspruch zu ihrer geologischen und stratigraphischen Stellung:

1.) In den saxothuringischen Rahmengesteinen des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz finden sich Anzeichen einer früh- bis mitteldevonischen s-tektonischen Deformation und Regionalmetamorphose (STETTNER, 1980).

Alle untersuchten basischen und intermediären Magmatite sind rein intrusiv. Anzeichen einer Deformation sind nicht nachzuweisen (siehe auch TROLL, 1968).

2.) Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 391 ± 24 Ma und 377 ± 6 Ma (KREUZER et al., 1987) für saxothuringische Gesteinsserien des Fichtelgebirges stimmen mit STETTNER's (1980) Auffassung überein (siehe Kap. 3.2).

3.) Ein steilstehendes Störungssystem der Zone von Tirschenreuth-Mähring war nach WEBER & VOLLBRECHT (1986) im Oberdevon bis Unterkarbon aktiv und wird mit der Überschiebung von Saxothuringikum auf Moldanubikum in Verbindung gebracht.

Die Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring sind nicht von dieser Störung betroffen. Ihre Platznahme muß deshalb nach diesem Ereignis stattgefunden haben.

4.) Cordierit-Sillimanit-Gneise südlich der Zone Tirschenreuth-Mähring ergeben Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von etwa 380 Ma (TEUFEL et al., 1985). Diese Alterswerte werden mit dem Höhepunkt einer Metamorphose vom Mitteldrucktyp in Verbindung gebracht.

Die Sills der Zone Tirschenreuth-Mähring sind konkordant zum Lagerbau der Cordierit-Sillimanit-Gneise eingeschaltet. Ihre Platznahme ist somit jünger als die metamorphe Bildung der Gneise.

5.) Schlierige Kontakte der Gesteine der Lokalität Marktredwitz und Reuth/Erbendorf zu den Graniten vom Typ G1 und das Auftreten von Mischgesteinen belegen eine etwa zeitgleiche Intrusion der basischen und intermediären Gesteine mit den Graniten (TROLL, 1968; RICHTER & STETTNER, 1979). Sie werden deshalb der gleichen Intrusionsabfolge wie die Granite von Weißenstadt-Marktleuthen und Falkenberg zugerechnet. Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter dieser beiden Granitmassive liegen bei 319 ± 3 Ma und 311 ± 4 Ma, die als Intrusionsalter erklärt werden (LENZ, 1986; WENDT et al., 1986).

6.) Konkordante U/Pb-Monazitalter der granitischen Sillintrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring betragen 317 Ma und werden mit dem Intrusionsalter dieser Gesteine gleichgesetzt (WEBER & VOLLBRECHT, 1986).

Die granitisch-aplitischen Sillintrusionen treten zusammen mit den basischen Sillintrusionen auf. Die Verbandsverhältnisse sprechen dafür, daß die Platznahme dieser beider Gesteinstypen etwa zu gleicher Zeit stattfand.

Aufgrund dieser Argumente läßt sich die Intrusion der drei untersuchten Magmatite zeitlich abschätzen: nach Punkt 1.) bis 4.) kann ihre Platznahme nicht älter als 370 Ma sein. Zieht man die Befunde 5.) und 6.) hinzu, läßt sich das Intrusionsalter auf etwa 320 Ma eingrenzen.

6.2. Mineralalter

6.2.1. Rb/Sr-Biotitalter

Die $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse von Biotiten geben weitere Informationen über die Entstehungsgeschichte der untersuchten Intrusivgesteine. Liegen die Rb/Sr-Isotopenverhältnisse der Biotite auf der Isochrone der entsprechenden Gesamtgesteinsproben, spricht man von konkordanten Biotitaltern. Bei magmatischen Gesteinen wird diese Konkordanz durch eine rasche Abkühlung der Gesteine nach ihrer Intrusion hervorgerufen.

Sind die Mineralalter niedriger als die Gesamtgesteinsalter, kann dies prinzipiell durch zwei verschiedene Vorgänge erklärt werden:

a.) Langsame Abkühlung der Gesteine nach ihrer Platznahme.

b.) Eine Abkühlung nach einer Wiederaufheizung eines bereits intrudierten Magmatits.

In diesem Fall führt eine thermische Beeinflussung, wie beispielsweise eine Kontakt- oder Regionalmetamorphose zu einem Austausch von Elementen und zu einer Angleichung der Sr-Isotopenverhältnisse zwischen den einzelnen Mineralphasen. Dies bedeutet, daß alle Minerale einer Gesamtgesteinsprobe zu diesem Zeitpunkt die gleichen Sr-Isotopenverhältnisse hatten.

Wird bei der Abkühlung eine kritische Temperatur (Schließtemperatur, Tab. 6) unterschritten, findet kein Sr-Isotopenaustausch mehr statt. Kommt es zu keiner weiteren Störung des Rb/Sr-Isotopensystems, verändern sich die $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse nach der Schließung des Systems nur durch den radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb . Eine 2-Punkt-Mineral-Gesamtgesteinsisochrone ergibt somit ein Modellalter, welches das Datum der Abkühlung unter die kritische Schließtemperatur wiedergibt. Diese Modellalter werden als Abkühlungsalter interpretiert (z.B. WENDT, 1972; JÄGER, 1979; FAURE, 1987).

Tabelle 6. Schließtemperaturen für Minerale nach JÄGER (1979) und HARRISON & McDOUGALL (1980).

Mineral	Schließtemperatur in °C	System
Hornblende	530±40	K/Ar
Muskovit	500±50	Rb/Sr
Muskovit	350±50	K/Ar
Biotit	320±40	Rb/Sr
K-Fsp, Apatit	300±50	Rb/Sr
Biotit	280±40	K/Ar

Die durchschnittlichen Rb/Sr-Biotitalter von Gesteinen der Lokalität Marktredwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf liegen bei 319 Ma, wobei die Einzelwerte bis auf eine Probe innerhalb ihres 1 σ -Fehlers identisch sind (Tab. 1 bis 3). Die signifikant niedrigere Alterswert von 303±6 Ma der Probe D9B der Lokalität Reuth/Erbendorf ist auf leichte Verwitterungserscheinungen in den Biotiten zurückzuführen.

Wird, wie oben gezeigt, die Intrusion als variszisch angenommen, können die Biotitalter durch verschiedene Vorgänge erklärt werden:

1.) Eine schnelle Abkühlung der einzelnen Intrusivkörper auf etwa 320°C.

Die Biotitalter der Gesteine von Marktredwitz sind innerhalb ihres Fehlers mit dem Intrusionsalter und den Biotitaltern des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen identisch. Dies gilt auch für die Rb/Sr-Biotitalter der Granodiorite von Reuth/Erbendorf und das Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter des Falkenberger Granits (siehe Kap. 2.3.5.). Diese Übereinstimmung legt eine gemeinsame Abkühlungsgeschichte der beiden Magmatite nahe.

2.) Eine thermische Beeinflussung und nachfolgende Abkühlung der bereits intrudierten Komplexe.

Die thermische Beeinflussung der Gesteine von Marktredwitz nach ihrer Intrusion und Abkühlung durch den Granit von Weißenstadt-Marktleuthen ist nur dann in Betracht zu ziehen, wenn das Intrusionsalter der Redwitzite signifikant höher als 320 Ma angenommen wird.

Die Biotitalter der Sillintrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring könnten durch den thermischen Einfluß eines Granitplutons verursacht worden sein, der die Zone Tirschenreuth-Mähring unterlagert (STETTNER, 1979). Dieser Granitpluton entspricht nach STETTNER (1979) dem Falkenberger Granit. Wie im Falle der Lokalität Marktrechwitz ist eine thermische Beeinflussung der bereits abgekühlten Sillintrusionen nur denkbar, wenn diese signifikant älter als 320 Ma wären. Die gleiche Überlegungen gelten auch für die Biotitalter der Granodiorite von Reuth/Erbendorf.

Aus den Rb/Sr-Biotitaltern der drei untersuchten Lokalitäten läßt sich ableiten, daß die Platznahme der Redwitzite nicht jünger als 319 ± 6 Ma sein kann. Aufgrund der Kontaktverhältnisse zu den Graniten, die eine etwa zeitgleiche Intrusion mit den Redwitziten nahelegen, erscheint die unter Punkt 1.) diskutierte Entstehung der Biotitalter durch eine Abkühlung nach der Intrusion als wahrscheinlich. Die Auffassung, daß die untersuchten Intrusivkörper nach ihrer Abkühlung eine Wiederaufheizung erfahren haben, wird abgelehnt.

6.2.2. K/Ar-Hornblende- und Biotitalter

Die K/Ar-Alterswerte der Hornblenden und Biotite von Gesteinen des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz streuen stark. Diese Streuung weist auf gestörte Systeme hin und beeinträchtigt die Aussagekraft der Alterswerte.

Das durchschnittliche Alter der ungeätzten Hornblenden beträgt 325 ± 20 Ma. Mißt man diesem Alterswert eine Bedeutung zu, würde dies dem Datum der Abkühlung der Gesteine auf $530 \pm 40^\circ\text{C}$ entsprechen (Tab. 6). Dieser Alterswert deckt sich in seinem Fehlerbereich mit den Rb/Sr-Biotitaltern von 319 ± 6 Ma, was für eine schnelle Abkühlung des Magmas von $530 \pm 40^\circ\text{C}$ auf $320 \pm 40^\circ\text{C}$ sprechen würde.

Der Mittelwert der K/Ar-Biotitalter mit 338 ± 10 Ma liegt sehr hoch und läßt sich schwer deuten, da er im Widerspruch zu den Rb/Sr-Altern der Biotite steht.

Im Isochronendiagramm (Abb. 10) liegen die Hornblenden auf einer Regressionsgeraden, deren Steigung einem Alter von 288 ± 5 Ma entspricht. Der Ordinatenabschnitt weist auf die Existenz von Fremdargon hin. Die Menge des Fremdargons beträgt $0.66 \pm 7 \cdot 10^{-6} \text{ ccSTP/g}$. Dieser Alterswert steht ebenfalls im Widerspruch zu den Rb/Sr-Biotitaltern und kann nicht als Abkühlungsalter interpretiert werden.

Über die Alterswerte der Hornblenden und Biotite läßt sich allgemein sagen, daß ihre starke Streuung durch die Existenz von Fremdargon und durch Argondefizit verursacht wird. Eine Interpretation der geologischen Bedeutung der K/Ar-Mineralalter ist deshalb sehr unsicher.

6.3. Petrogenetische Modelle

In Kapitel 6.1 wurde gezeigt, daß die ermittelten Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter der untersuchten Gesteinskomplexe im Bezug zu ihrer geologischen Stellung zu hoch sind. Die Interpretation dieser Werte als *Intrusionsalter* der Gesteine von Marktrechwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf wird somit in Frage gestellt. In den folgenden Kapiteln werden isotopen-systematische Modelle zur Erklärung der erhöhten Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter behandelt und petrogenetische Modelle vorgestellt.

6.3.1. Entstehung 'fiktiver' Isochronen

Unter 'fiktiven' Isochronen versteht man gut definierte Regressionsgeraden im Rb/Sr-Isochronendiagramm, deren Steigung auf Störungen des Rb/Sr-Isotopensystems beruht. Diese Störungen können beispielsweise durch Verwitterung oder hydrothermale Veränderung zustandekommen. Weit häufiger ist jedoch die Bildung fiktiver Isochronen bei einer Mischung von Magmen unterschiedlicher Zusammensetzung zu beobachten (z.B. FAURE, 1977; DePAOLO; 1981). Dabei kann es bei der Gesteinsbildung zu einer Mischung von zwei Komponenten mit unterschiedlichen Rb/Sr- und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen kommen. Die daraus resultierenden Mischungslinien können sowohl positive oder negative Steigung besitzen. Die Steigungen sind von den Rb/Sr- und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen der Mischungsendglieder abhängig. Zeigt sich im Isochronendiagramm eine positiven Korrelation, ergeben diese Mischungslinien Alterswerte, die nicht einem geologischen Ereignis zuzuordnen sind und zu Fehlinterpretationen verleiten (FAURE, 1977).

Das folgende Modell erklärt die Bildung 'fiktiver' Isochronen am Beispiel einer Magmenmischung:

Dazu wird die Existenz zweier Gesteinsmagmen M_1 und M_2 angenommen. Diese beiden Magmen besitzen unterschiedliche Rb- und Sr-Konzentrationen sowie unterschiedliche Sr-Isotopenverhältnisse (Abb. 15 a). Bei einer zeitgleichen, aber räumlich getrennten Intrusion beider Magmen bilden sich durch Differentiationsprozesse zur Zeit $t=0$ unterschiedliche Rb- und Sr-Elementverteilungen und somit unterschiedliche $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse. Die Sr-Isotope dagegen sind in jedem Magma homogen verteilt. Diese homogene Verteilung zeigt sich in den unterschiedlichen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnissen i_1 und i_2 (Abb. 15 a).

Gelten nach diesem Vorgang bis heute t die Bedingungen eines geschlossenen Isotopensystems, ergibt sich durch den radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb im Zeitraum $t=0$ bis t eine lineare positive Korrelation der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse. Die Steigung a dieser Geraden entspricht der Zeit t , die nach Schließung des Systems bis heute verstrichen ist.

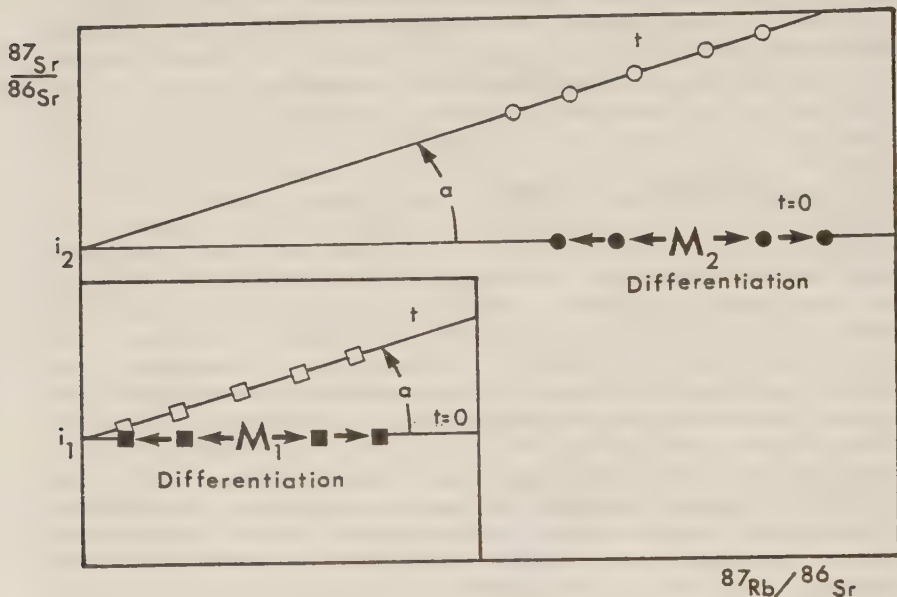


Abbildung 15 a. Schematische Darstellung zur Entstehung fiktiver Rb/Sr-Isochronen. Erläuterungen siehe Text.

Findet aber zur Zeit $t=0$ zwischen diesen Magmen eine Mischung statt (Abb. 15 b), und kommt es nach dieser Mischung, anschließender Differentiation und Erstarrung der Mischung zu keiner homogenen Sr-Isotopenverteilung, so ist eine der Isochronenbedingungen nach NICOLAYSON (1961) nicht erfüllt. In diesem Fall ergeben sich zur Zeit $t=0$ unterschiedliche $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und unterschiedliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse. Im Falle einer Zweikomponentenmischung definieren die Datenpunkte der Isotopenverhältnisse eine Mischungslinie (FAURE, 1987), die zur Zeit $t=0$ bereits eine Steigung a' besitzt.

Diese Gerade hat dann zur Zeit t eine Steigung a'' , die einem Alterswert entspricht, der nicht durch die Schließung des Systems bei *einheitlichen* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen verursacht wurde. Diese Regressionsgerade wird als 'fiktive' Isochrone bezeichnet und ist als Mischungslinie zu verstehen, die keine Altersaussage über ein geologisches Ereignis zuläßt. Ebenso täuscht der Ordinatenabschnitt dieser Mischungslinie ein fiktives $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis i_f vor. In diesem Fall ist i_f kleiner als i_1 des Mischungs-
 endglieds M_1 mit dem kleinsten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis.

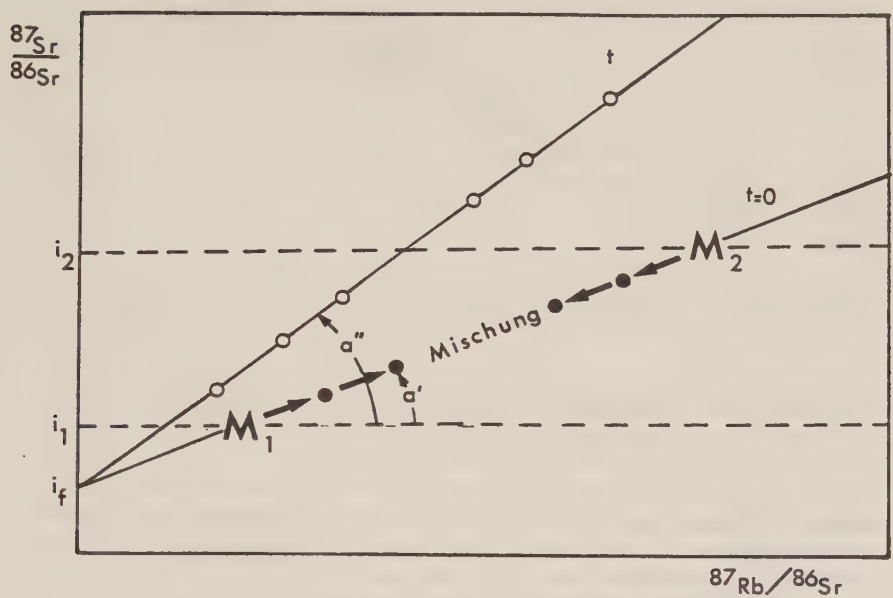


Abbildung 15 b. Schematische Darstellung zur Entstehung fiktiver Rb/Sr-Isochronen. Erläuterungen siehe Text.

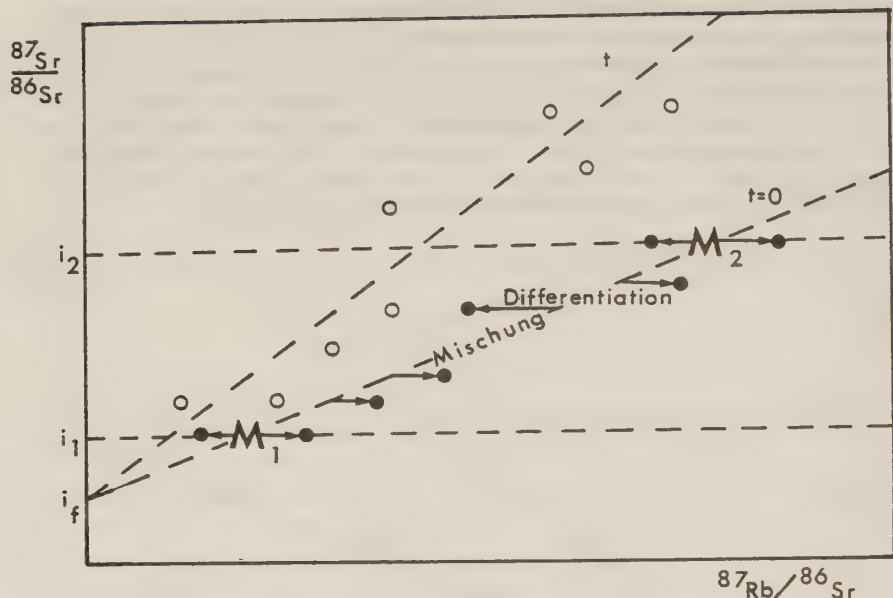


Abbildung 15 c. Schematische Darstellung zur Entstehung von fiktiven Rb/Sr-Isochronen. Erläuterung siehe Text.

Überlagern sich die Vorgänge der Mischung und der fraktionierten Kristallisation (Differentiation), kommt es zu einer Veränderung der Rb/Sr-Elementverhältnisse und somit zu einer Abweichungen von der hypothetischen Mischungslinie einer Zweikomponentenmischung (Abb. 15 c). Diese Abweichungen verursachen eine Streuung der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Isochronendiagramm.

Die Überlagerungsprozesse von Assimilation und fraktionierter Kristallisation (AFC) wurden von zahlreichen Autoren in verschiedenen magmatischen Gesteinskomplexen nachgewiesen und diskutiert (z.B. DePAOLO, 1981a; KISTLER et al., 1986).

Es ist zu prüfen, ob die erhöhten Alterswerte der Rb/Sr-Gesamtssteinsisochronen der Intrusivgesteine von Marktredwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf durch derartige Prozesse gebildet wurden. Mit den vorliegenden Rb/Sr- und Sm/Nd-Daten wird anhand von 2 Modellen dieser Frage nachgegangen:

Modell I: Mischung basischer und saurer Magmen

Modell II: Remobilisierung und Mischung von Protolithen

6.3.2. Modell I: Mischung basischer und saurer Magmen

In den basischen und intermediären Gesteinen von Marktredwitz und Reuth/Erbendorf gibt es deutliche Hinweise auf Mischungs- oder Assimilationsprozesse zwischen einem basischen und einem granitischen Magma:

- In den basischen Intrusivkörpern von Marktredwitz und Reuth/Erbendorf sind schlierige Übergänge und Mischgesteine am Kontakt zu den porphyrischen Graniten verbreitet. Ebenso treten sog. Titanitfleckengesteine auf, die als Kontaktbildungen zwischen basischen Magmatiten und Graniten angesehen werden.

- Die K_2O -Gehalte der verschiedenen Gesteinsvarietäten der Lokalität Marktredwitz sind im Hinblick auf ihre Basizität relativ hoch (TROLL, 1968).

- Die Variationen der Haupt- und Spurenelementgehalte der Gesteine von Marktredwitz mit 55% SiO_2 bis 61% SiO_2 weisen auf die Zumischung eines granitischen Magmas hin (MIESSLER & PROPACH, 1987).

Mit den ermittelten Rb/Sr- und Sm/Nd-Daten soll geprüft werden, ob eine derartige Mischung stattfand. Die im folgenden verwendeten Sr-Elementkonzentrationen sowie die $^{87}Rb/^{86}Sr$ - und $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse der Granite, die für eine Mischung in Frage kommen, wurden aus den Publikationen von WENDT et al. (1986) und LENZ (1986) entnommen.

6.3.2.1. Verteilung der $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse und Sr-Elementkonzentrationen

Nach FAURE (1987) bilden im Falle einer Zweikomponentenmischung die $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Isotopenverhältnisse und Sr-Konzentrationen eine Mischungshyperbel. Verwendet man die reziproken Sr-Konzentrationen ($1/Sr$), wird diese Hyperbel in eine Gerade transformiert. Da in diesem Diagramm die Sr-Konzentration im Nenner der Abszissenheit steht, ist diese Darstellungsform mit dem Rb/Sr-Isochronendiagramm ($^{87}Rb/^{86}Sr$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$) zu vergleichen.

In Abb. 16 zeigt sich unter Annahme einer Intrusion vor 320 Ma deutlich eine positive Korrelation der Datenpunkte für die Gesteine der Lokalität Marktredwitz und Reuth/Erbendorf.

Diese Korrelation deutet auf ein Mischungsereignis hin, da keine einheitlichen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnisse vorliegen. Die Gabbrodiorite und basische Diorite repräsentieren ein Endglied dieser Mischungsreihe. Als granitische Endglieder einer Zweikomponentenmischung können die Proben des Porphyrgranits von Weißenstadt-Marktleuthen und die des Liebensteiner Granits in Frage kommen.

Aufgrund der Streuung und Lage der Datenpunkte des Falkenberger Granits ist eine Mischung mit den basischen und intermediären Gesteinen unwahrscheinlich. Zur Verdeutlichung ist die selbe Beziehung ohne die Datenpunkte des Falkenberger Granits und zweier aplitischen Proben des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen für die drei Redwitzitvorkommen in den Abbildungen 16 a bis 16 c dargestellt.

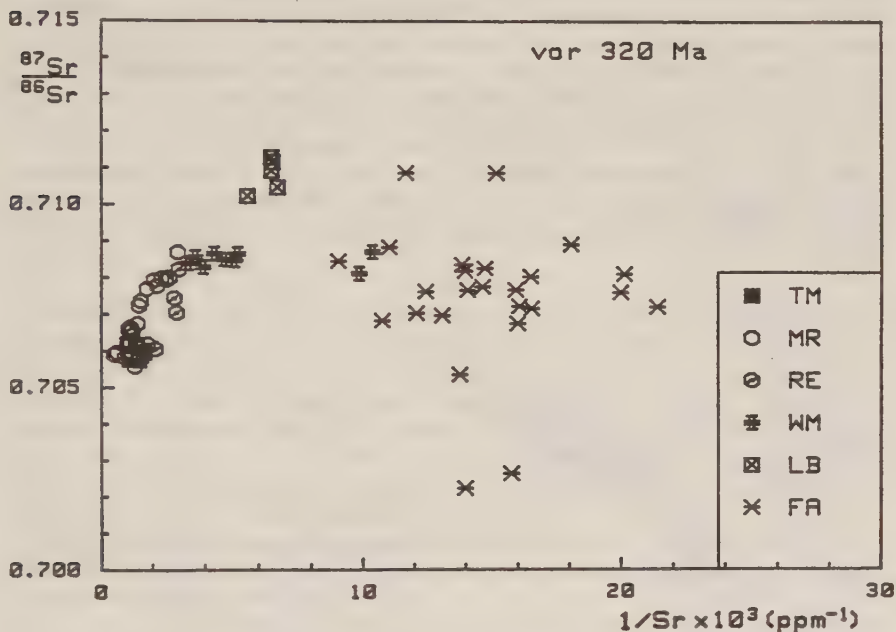


Abbildung 16. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den reziproken Sr-Konzentrationen für basische bis intermediäre und saure Magmatite Nordostbayerns. Die Werte wurden auf 320 Ma rückgerechnet. TM: Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring, MR: Intrusivkomplex von Marktredwitz, RE: Granodiorite von Reuth/Erbendorf, WM: Porphyrgranit von Weißenstadt-Marktleuthen, LB: Liebensteiner Granit, FA: Falkenberger Granit.

a.) Intrusivkomplex von Marktrechwitz

In Abb. 16 a zeigt sich deutlich, daß die Datenpunkte des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz nicht streng linear korreliert sind. Dennoch sind drei verschiedene Korrelationstrends in den unterschiedlichen Gesteinsvarietäten zu erkennen. Diese Trends können durch folgende Prozesse hervorgerufen werden:

α.) Magmatische Differentiation

Die Variationen der Sr-Konzentrationen bei konstanten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen sind ein deutlicher Hinweis auf Differentiationsprozesse in einem Magma mit homogen verteilten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen. Diese Entwicklung wird am deutlichsten durch die Datenpunkte des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen repräsentiert. Eine Variation der Sr-Konzentrationen bei nahezu einheitlichen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen ist auch bei den basischen Varietäten der Redwitzite zu beobachten.

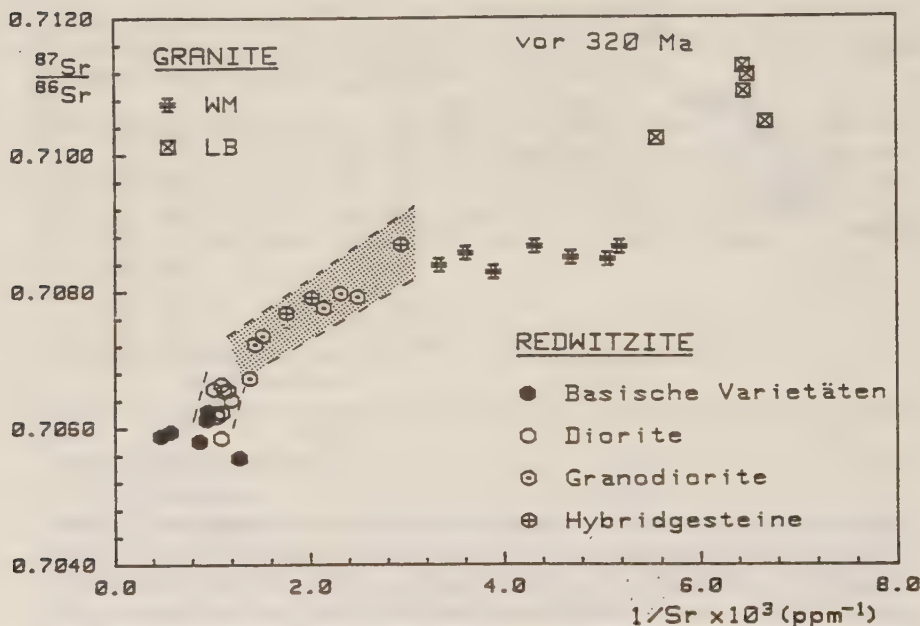


Abbildung 16 a. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den reziproken Sr-Konzentrationen für Gesamtgesteinsproben des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz (Redwitzite), des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen (WM) und des Liebensteiner Granits (LB). Die Werte wurden auf 320 Ma zurückgerechnet. Das gepunktete Feld bezeichnet den Bereich der Bildung von Titanitfleckengesteinen und Hybridgesteinen.

β.) Mischung

Die Diorite besitzen inhomogene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse. Die Verteilung der Sr-Konzentrationen ist im Vergleich zu den basischen Varietäten, den Hybridgesteinen und den Graniten sehr gering. Daraus läßt sich ableiten, daß diese Gesteine nur wenig differenziert sind.

Die Streuung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse kann ebenfalls durch eine Mischung unterschiedlicher Komponenten hervorgerufen worden sein. Dabei bilden basische Gesteine mit niederen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen eine Endkomponente. Die Endkomponente mit höheren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen ist durch die Diorite repräsentiert. Dieser Trend läßt sich nicht durch eine Mischung eines basischen Magmas mit den Magmen der dargestellten Granite erklären.

γ.) Hybridisierung

Die Korrelation der Datenpunkte der Hybridgesteine und bestimmter Granodiorite (Abb. 16 a gepunktetes Feld) unterscheidet sich deutlich von dem der Diorite. Diese Verteilung läßt sich durch die Zumischung von granitischem Material zu einem Magma dioritischer Zusammensetzung erklären. Dieser Vorgang wurde durch die Differentiation der Mischprodukte überlagert.

Allgemein zeigt sich, daß die Variation der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und Sr-Konzentrationen der Gesteine von Marktredwitz durch eine Überlagerung der Prozesse Differentiation und Mischung hervorgerufen wurde. Eine einfache Zweikomponentenmischung zwischen einem basischen und einem sauren (granitischen) Magma ist nicht nachzuweisen. Der Einfluß der Granite beschränkt sich nur auf die Bildung von Hybridgesteinen und Granodioriten (z.T. Titanitfleckengesteine), die als Kontaktgesteine von intermediären Gesteinen mit dem Granit angesehen werden (TROLL, 1968). Die Variation der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der basischen und dioritischen Gesteine kann nicht durch eine Zumischung eines Magmas von der Zusammensetzung der beiden G 1-Granite erklärt werden.

Für die basischen und dioritischen Gesteine (Tab. 16) errechnet sich ein Alterswert von $449 \pm 41 \text{ Ma}$ und ein Anfangsverhältnis von $i = 0.70581 \pm 15$ (MSWD=1.13). Er entspricht in seinem Fehlerbereich dem Isochronenalter der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring.

Die Granodiorite und Hybridgesteine ergeben ein Rb/Sr-Alter von $426 \pm 18 \text{ Ma}$ und $i = 0.70632 \pm 24$ (MSWD=0.78). Dieses Alter kann als "Mischalter" zwischen den basischen und dioritischen Varietäten und den Graniten angesehen werden. Das signifikant höhere Anfangsverhältnis liegt zwischen dem Anfangsverhältnis der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring und dem des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen.

Im Hinblick auf das Isochronenalter aller Gesamtgesteinsproben zeigt sich, daß dieser Alterswert durch die Kontamination mit granitischem Material möglicherweise leicht erhöht wurde. Geht man aber davon aus, daß die isotopische Zusammensetzung der basischen und dioritischen Varietäten keine signifikante Veränderung durch die Granite erfahren hatte, bleibt die Frage nach der Ursache der *kaledonischen* Meßwertalter dieser Gesteinsvarietäten offen.

b.) Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring

Gesamtgesteinsproben der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring zeigen eine geringe Streuung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und der Sr-Konzentrationen (Abb 16 b). Diese Verteilung läßt auf ein unkontaminiertes Magma schließen. Die Effekte der magmatischen Differentiation sind bei diesen Gesteinen im Vergleich zu den Graniten gering. Für eine Mischung mit einem Magma der beiden Granitkörper lassen sich keine Anzeichen erkennen.

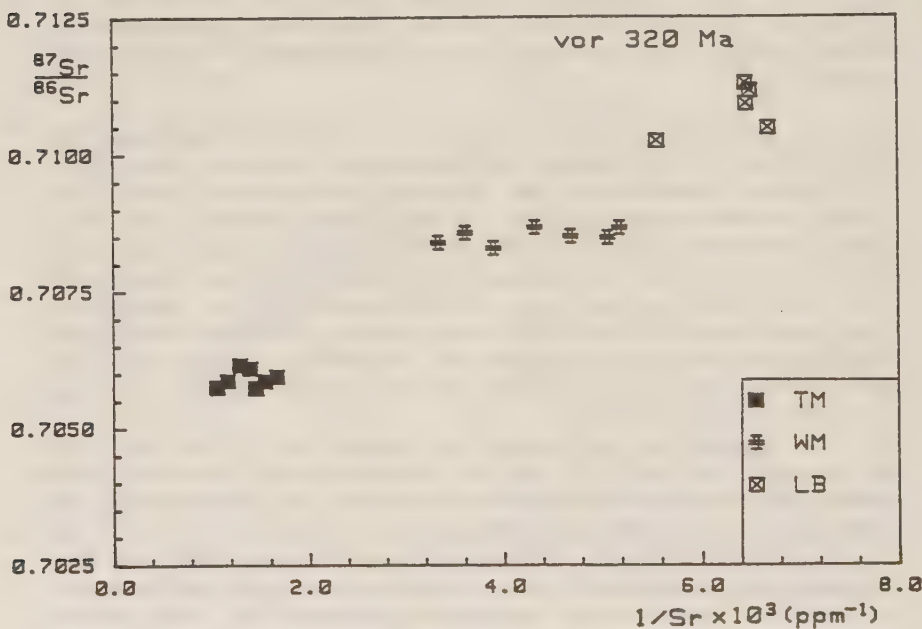


Abbildung 16 b. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den reziproken Sr-Konzentrationen für Proben der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring (TM), des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen und dem Liebensteiner Granit (LB). Die Werte wurden auf 320 Ma zurückgerechnet.

c. Granodiorite von Reuth/Erbendorf

Die Granodiorite von Reuth/Erbendorf besitzen uneinheitliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und Sr-Konzentrationen (Abb. 16 c). Diese starke Streuung spiegelt sich auch im Rb/Sr-Isochronendiagramm wider (Kap. 5.1.1. Abb. 9). Die Verteilung der Datenpunkte widerspricht einer einfachen Zweikomponentenmischung basischer und saurer Magmen. Die Abweichung von einer Mischungslinie kann in diesem Fall durch die Differentiation der Mischungsprodukte erklärt werden.

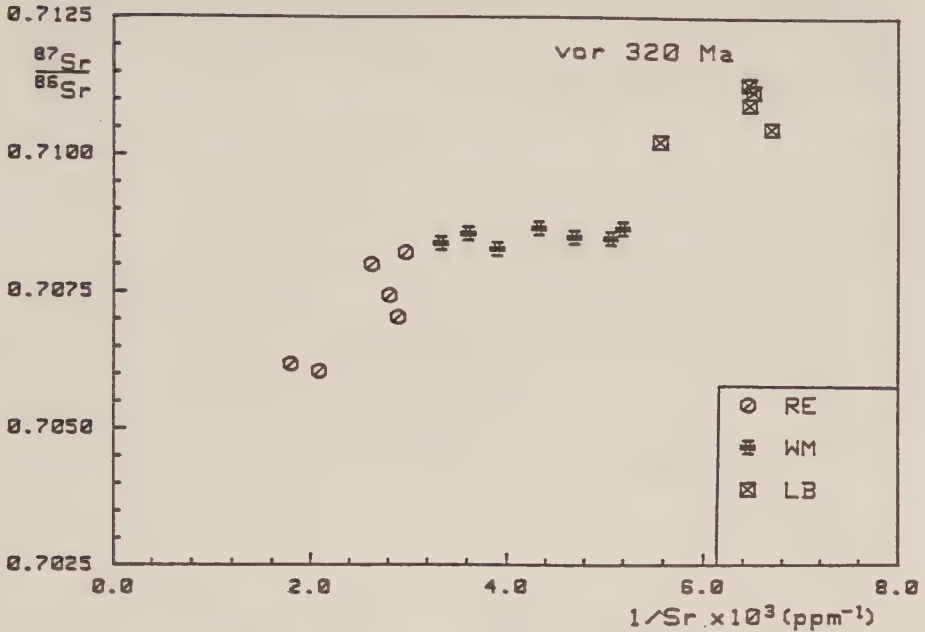


Abbildung 16 c. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den reziproken Sr-Konzentrationen für Gesamtgesteinsproben der Granodiorite von Reuth/Erbendorf (RE), des Granits von Weißensstadt-Marktleuthen (WM) und des Liebensteiner Granits (LB). Die Werte wurden auf 320 Ma zurückgerechnet.

Über die Endglieder einer Mischung können nur spekulative Aussagen getroffen werden: der Korrelationstrend der Proben von Reuth/Erbendorf deutet auf ein Magma von der Zusammensetzung des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen, aber auch des Liebensteiner Granits hin. Als basisches Endglied kann ein Magma dioritischer Zusammensetzung angenommen werden.

Der Rb/Sr-Alterswert von 545 ± 16 Ma und das Anfangsverhältnis von 0.70413 ± 23 unterscheidet sich deutlich von den Werten der beiden anderen Lokalitäten. Die starke Streuung der Datenpunkte, der erhöhte Alterswert und das signifikant niedrigere Anfangsverhältnis lassen sich durch die in Kap. 6.3.1. erläuterte Überlagerung von Differentiation und Mischung beschreiben. Die Regressionsgerade im Rb/Sr-Isochronendiagramm kann als fiktive Isochrone angesehen werden.

6.3.2.2. Verteilung der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse

Wegen des ähnlichen chemischen Verhaltens der Seltenen Erden im geochemischen Kreislauf verändern sich die Sm/Nd-Verhältnisse bei magmatischen Differentiationsprozessen nur wenig. Durch die hohe Halbwertszeit von ^{147}Sm kommt es selbst nach 320 Ma nur zu einer geringen Anreicherung von radiogenem ^{143}Nd . Diese führt zu geringen Variationen der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse im Gesamtgestein. Die geringe Streuung der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse der Granite belegt den oben dargestellten Sachverhalt (Abb. 17).

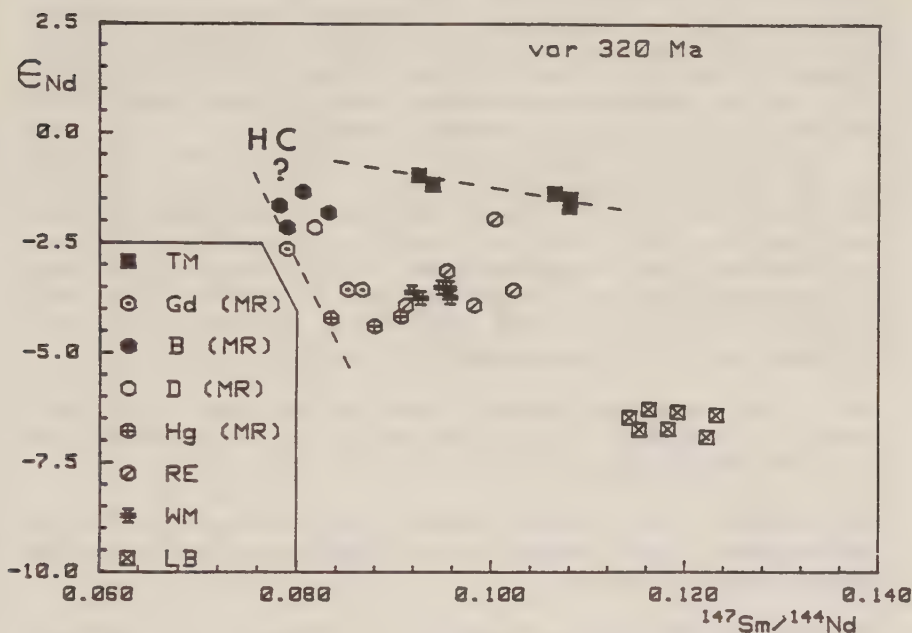


Abbildung 17. ϵ_{Nd} -Werte in Abhängigkeit von den $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnissen für basische bis intermediäre und saure Magmatite Nordostbayerns, rückgerechnet auf 320 Ma. Die Variation der Sm- und Nd-Isotopenverhältnisse der Proben von Marktredwitz und Tirschenreuth-Mähring deutet auf eine gemeinsame Ausgangskomponente HC hin. TM: Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring, MR: Intrusivkomplex von Marktredwitz (Gd: Granodiorite, B: Basische Varietäten (Norite, Gabbros, Gabbrodiorite, Monzogabbros), D: Diorite, Hg: Hybridgesteine), RE: Grano-diorite von Reuth/Erbendorf, WM: Porphyrygranit von Weißenstadt-Marktleuthen, LB: Liebensteiner Granit.

Im Gegensatz zu den Graniten besitzen die Gesteine von Marktredwitz und Reuth/Ebendorf eine starke Streuung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse. Wegen der geringen Variation der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse in ungestörten magmatischen Systemen variszischen Alters, ist diese starke Streuung ein deutlicher Hinweis auf eine Mischung von Komponenten mit unterschiedlichen Sm- und Nd-Konzentrationen und Nd-Isotopenverhältnissen.

Die Korrelationen der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse der Redwitzite zeigen, daß im Falle einer Mischung basischer und saurer Magmen die Endglieder für jeden Intrusivkomplex eine unterschiedliche Zusammensetzung aufweisen müßten. Für ein basisches Endglied kann von einer einheitlichen Zusammensetzung ausgegangen werden (HC, Abb. 17). Jedoch kommen weder der Granit von Weißenstadt-Marktleuthen, noch der Liebensteiner Granit bei einer Zweikomponentenmischung als Endglied in Frage. Bei einer Mehrkomponentenmischung können sie einen Einfluß auf die Verteilung der Sm/Nd-Isotopenverhältnisse gehabt haben.

Für die gemeinsame hypothetische basische Endkomponente (HC) läßt sich der initiale ϵ_{Nd} (320 Ma)-Wert bestimmen. Er liegt bei etwa 0 und ist somit chondritisch. Die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse betragen ≤ 0.08 und liegen damit unter den $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen von typischen Mantelderivaten (z.B. WEDEPOHL, 1987). Stammt HC direkt vom Erdmantel ab, muß deren Nd-Isotopenzusammensetzung chondritisch sein. Die niederen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse deuten in diesem Fall auf eine Kontamination dieser Mantelkomponente durch Krustengesteine hin (z.B. NELSON et al., 1986).

Falls HC kein reines Mantelderivat ist, läßt sich die Bildung der niederen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse (relative Anreicherung von Nd gegenüber Sm) durch zwei Prozesse erklären:

- HC entspricht einer homogenen Mischung von Mantelderivaten, die an Leichten Seltenen Erden verarmt sind, mit Magmen der Erdkruste, die hohe Nd-Konzentrationen besitzen.

- HC erfuhr mehrere Aufschmelzungsphasen mit Abtrennung vom Residuum, die zu einer Anreicherung der Leichten Seltenen Erden relativ zu den Schweren Seltenen Erden führten. Dabei blieb ein großer Anteil der Schweren Seltenen Erden in der Residualphase zurück.

6.3.2.3. Kombination der Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse

Die darstellenden Punkte der Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse der Gesteine der Lokalität Marktrechwitz und Reuth/Erbendorf liegen auf einer Kurve, deren Verlauf die Annahme eines Mischungsereignisses nahelegt (Abb. 18). Als Endglieder mit hohen ϵ_{Nd} -Werten und niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen sind die basischen Varietäten der Lokalität Marktrechwitz und Tirschenreuth-Mähring anzusehen. Das Endglied mit niedrigen ϵ_{Nd} -Werten und hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen ist durch Granodiorite und Hybridgesteine gekennzeichnet.

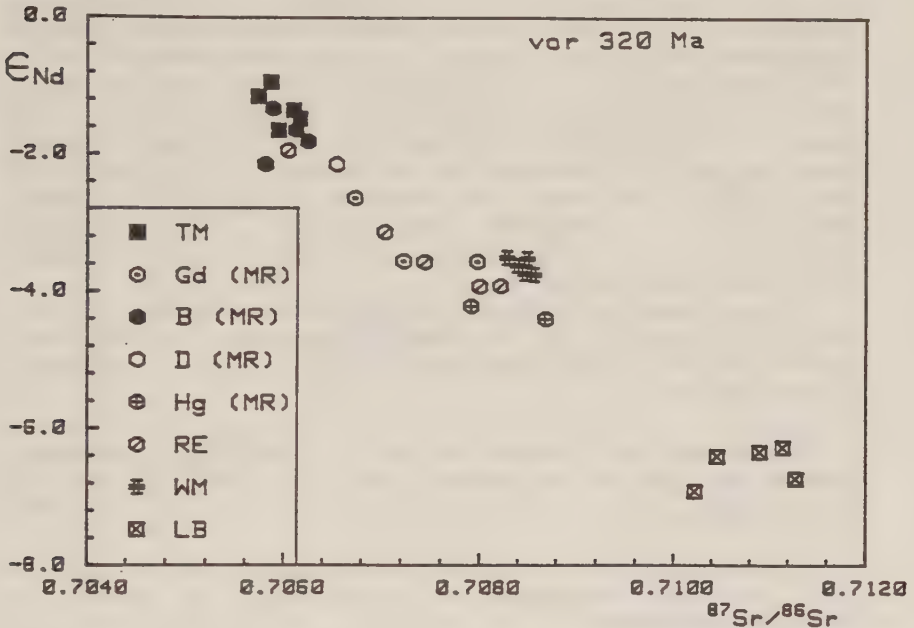


Abbildung 18. ϵ_{Nd} -Werte in Abhängigkeit von den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnissen für basische bis intermediäre und saure Magmatite Nordostbayerns, rückgerechnet auf 320 Ma. TM: Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring, MR: Intrusivkomplex von Marktrechwitz (Gd: Granodiorite, B: Basische Varietäten (Norite, Gabbros, Gabbrodiorite, Monzogabbros), D: Diorite, Hg: Hybridgesteine), RE: Granodiorite von Reuth-Erbendorf, WM: Porphyrganit von Weißenstadt-Marktleuthen, LB: Liebensteiner Granit.

Die Datenpunkte der Granite von Weißenstadt-Marktleuthen und Liebenstein liegen außerhalb des Kurvenverlaufs und sind für die Bildung des *generellen* Mischungstrends nicht in Betracht zu ziehen. Der Einfluß eines Magmas mit einer dem Magma des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen ähnlichen Zusammensetzung ist bei der Bildung der Granodiorite und Hybridgesteine von Reuth/Erbendorf und Marktredwitz zu erwarten (vergl. Abb. 16 a).

Die geringe Streuung der Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse der Sill-intrusionen von Tirschenreuth-Mähring schließt den Einfluß der beiden granitischen Magmen bei ihrer Bildung weitgehend aus.

Noch deutlicher spiegelt sich die Beziehung der basischen und intermediären Gesteine und der Granite in ihren Nd-Modellaltern wider. Die Nd-Modellalter stellen eine Verknüpfung der gemessenen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse dar. Nd-Modellalter, die sich auf ein Mantel-reservoir chondritischer Zusammensetzung beziehen (t_{CHUR}), sind Minimalalter für die mittlere Krustenverweildauer der untersuchten Gesteine (siehe Kap. 5.3.1.). In Verbindung mit den initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen zeigt sich, ob bei der Bildung der basischen und intermediären Gesteine eine Mischung von Materialien unterschiedlicher Krustenverweildauer stattfand, und ob es zu einer Homogenisierung der Sr-Isotopenverhältnisse bei der variszischen Intrusion kam.

Abb. 19 zeigt die Beziehung chondritischer Nd-Modellalter mit den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen, die auf 320 Ma zurückgerechnet wurden. Dabei ergeben sich drei deutlich voneinander getrennte Felder der Datenpunkte folgender Gesteine:

1.) Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring, basische bis intermediäre Gesteine der Lokalität Marktredwitz und eine Probe der Lokalität Reuth/Erbendorf.

2.) Hybridgesteine und Granodiorite des Intrusivkomplexes von Marktredwitz (vergl. Abb. 16 a), Granodiorite von Reuth/Erbendorf und Granite von Weißenstadt-Marktleuthen.

3.) Proben des Liebensteiner Granits.

Die Streuung der Nd-Modellalter und die niederen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im 1. Datenfeld deuten auf eine Mischung von jungen, möglicherweise vom Erdmantel abstammenden, Gesteinen und älteren Gesteinen der Erdkruste hin. Eine homogene Mischung der basischen Gesteine mit den Graniten kann aufgrund der von einander getrennten Datenfelder ausgeschlossen werden.

Die Nd-Modellalter der Hybridgesteine, der Granodiorite und des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen, lassen jedoch auf die Bildung der Hybride und Granodiorite durch eine Mischung zwischen einem sauren und einem intermediären Magma schließen. Für die Hybridisierung kommt ein Magma in Frage, das in seiner Zusammensetzung dem des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen entspricht.

Die unterschiedlichen mittleren Nd-Modellaltern beider Granite besagen, daß der Granit von Weißenstadt-Marktleuthen wenig und/oder jüngeres Krustenmaterial enthält, während der Liebensteiner Granit unter starker Beteiligung von älterem Krustenmaterial gebildet wurde. Die Streuung der Nd-Modellalter des Liebensteiner Granits läßt sich durch die Beteiligung von Materialien erklären, die von Liefergebieten stammen, die unterschiedliche mittlere Alter besitzen.

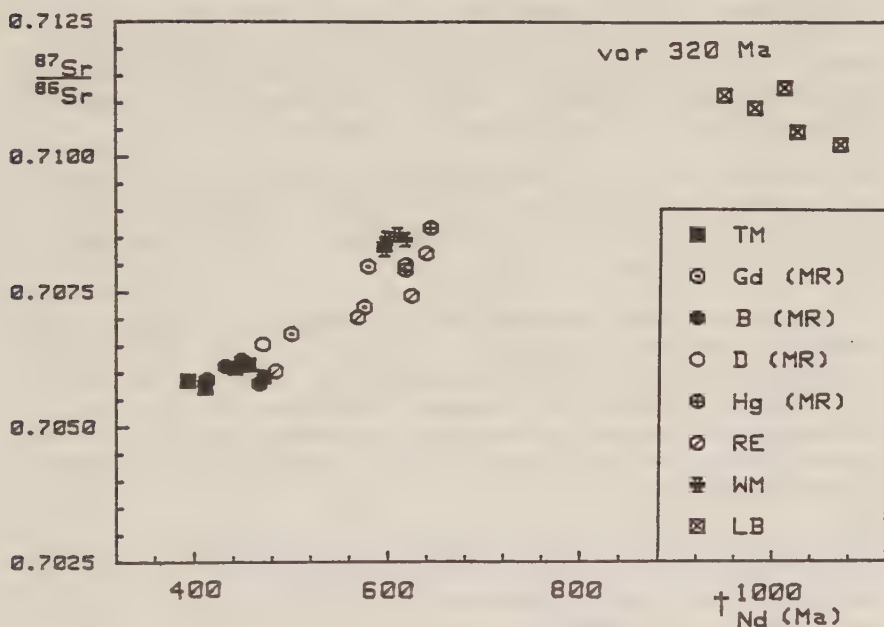


Abbildung 19. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse (zurückgerechnet auf 320 Ma) in Abhängigkeit von den Nd-Modellaltern für basische bis intermediäre und saure Magmatite Nordostbayerns. Die Nd-Modellalter beziehen sich auf ein Mantelreservoir chondritischer Zusammensetzung. TM: Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring, MR: Intrusivkomplex von Marktredwitz (Gd: Granodiorite, B: Basische Varietäten (Norite, Gabbros, Gabbrodiorite, Monzogabbros), D: Diorite, Hg: Hybridgesteine), RE: Granodiorite von Reuth/Erbendorf, WM: Porphyrganit von Weißenstadt—Marktleuthen, LB: Liebensteiner Granit.

Die Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse von zwei Proben von Reuth/Erbendorf (D9A und D9B) entsprechen isotopisch weitgehend denen der basischen Varietäten von Tirschenreuth-Mähring und Marktrechwitz. Geht man davon aus, daß der größte Teil der Granodiorite von Reuth/Erbendorf durch ein Mischung dioritischer und granitischer Magmen gebildet wurde, stellen diese Proben die "primitivsten" Gesteine dar. Eine gemeinsame Bildungsgeschichte dieser Gesteine und der basischen Varietäten von Marktrechwitz und Tirschenreuth-Mähring ist deshalb anzunehmen.

Zusammenfassend kann über das Modell I gesagt werden, daß die Verteilung der Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse sowie der Sr-Elementkonzentrationen die starke Beteiligung von granitischem Material bei der Bildung der Gesteine von Marktrechwitz und Reuth/Erbendorf bestätigen. Dieser Vorgang fand vor etwa 320 Ma statt und äußert sich durch das Auftreten der granodioritischen Titanitfleckengesteine und der Hybridgesteine.

Die Frage nach der Entstehung der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring und der basischen Gesteinsvarietäten von Marktrechwitz und ihrer kaledonischen Rb/Sr-Alterswerte ist durch das Modell einer homogenen Mischung basischer und saurer Magmen nicht erklärt.

Zur weiteren Diskussion der Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter und der Herkunft der basischen Gesteinsvarietäten der Lokalität Marktrechwitz und der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring müssen folgende Faktoren in Betracht gezogen werden:

1.) Die Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse der petrologisch *homogenen* Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring zeigen, daß eine Störung des Rb/Sr-Isotopen-Systems durch die Beteiligung der variszischen Granite bei ihrer Bildung weitgehend ausgeschlossen werden kann. Dies führt zu der Überlegung, daß es nicht zur Zeit der variszischen Intrusion vor etwa 320 Ma, sondern vor etwa 470 Ma zu einer Angleichung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gekommen ist.

2.) Der Rb/Sr-Alterswert der basischen und dioritischen Proben des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz beträgt 449 ± 41 Ma. Er entspricht im Fehlerbereich dem Rb/Sr-Isochronenalter der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring von 470 ± 33 Ma.

3.) Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter dieser Gesteine stimmen mit zahlreichen Rb/Sr-Gesamtgesteinsaltern von Para- und Orthogesteinen des variszischen Grundgebirges überein, die als kaledonische Bildungsalter erklärt werden.

Daraus läßt sich ableiten, daß während der kaledonischen Orogenese in den beiden Magmatiten eine Angleichung der Sr-Isotopenverhältnisse stattfand. Es stellt sich die Frage inwieweit diese Signaturen während der variszischen Intrusion erhalten blieben.

Da es sich bei diesen Gesteinen um rein magmatische Bildungen handelt, kann man davon ausgehen, daß eine vollkommene Durchmischung bei der Intrusion stattgefunden hatte. Ob es dabei zu der erwarteten Angleichung der Sr-Isotope gekommen ist, wird in Frage gestellt.

Eine weitere Erklärung für die Isotopenverteilungen wäre die, daß bei der Intrusion vor 320 Ma eine Mischung von Komponenten stattfand, die in kaledonischer Zeit etwa die gleichen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse besessen haben. Diese Möglichkeit wird im anschließenden Kapitel diskutiert.

6.3.3. Modell II: Remobilisierung und Mischung von Protolithen

Die Diskussion dieses Modells stützt sich auf den Alterswert der gut definierten Rb/Sr-Isochrone der Sillintrusionen von 470 ± 33 Ma (MSWD=0.84). Aufgrund der Konkordanz mit dem Rb/Sr-Alterswert der basischen und dioritischen Proben von Marktredwitz sind die nachfolgenden Überlegungen auch für diese Gesteine relevant. Es sind folgende Annahmen nötig:

- 1.) Die Endglieder einer Mischung müssen bereits als Gesteine (Protolithen) vorgelegen sein und vor etwa 470 Ma homogen verteilte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse besessen haben.
- 2.) Die Rb/Sr-Verhältnisse der Endglieder haben sich vor einer Mischung während der variszischen Intrusion nicht signifikant verändert.

Die letzte der beiden Annahmen wird durch die Tatsache bekräftigt, daß die Gesteine von Tirschenreuth-Mähring und die Diorite von Marktredwitz eine sehr geringe Streuung der Rb/Sr-Verhältnisse besitzen.

Für die Erläuterung dieses Modells, ist es zunächst nötig die Ausgangsgesteine (Protolithen) zu charakterisieren. Dazu werden Prozesse erörtert, die zu einer homogenen Verteilung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den Protolithen vor etwa 470 Ma geführt haben können (Abb. 21, Stufe I). Daraus lassen sich petrogenetische Entwicklungsmodelle beschreiben, die auch zur Erklärung der kaledonischen Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter dienen:

a.) Intrusion und Differentiation von Protolithen magmatischen Ursprungs

Die initialen $\epsilon_{\text{Nd}}(470 \text{ Ma})$ -Werte der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring liegen zwischen 0 und +1. In diesen Bereich fallen auch die $\epsilon_{\text{Nd}}(470 \text{ Ma})$ -Werte der basischen und dioritischen Proben von Marktredwitz. Diese Werte sind charakteristisch für basische Plutonite wie beispielsweise Gabbros oder Norite (FAURE, 1987). Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnisse der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring mit 0.70511 ± 35 und der Gesteine von Marktredwitz mit 0.70578 ± 9 sind ebenso für basischen Plutonite charakteristisch.

Diese Vorstellung a.) geht nun davon aus, daß die Protolithen basische Plutonite (Gabbros, Norite) darstellen. Bei der Platznahme (Intrusion) und nachfolgenden Abkühlung der Protolithschmelzen vor etwa 470 Ma blieb die homogene Verteilung der Sr-Isotope der Schmelze weitgehend erhalten.

Durch magmatische Differentiation der Protolithschmelzen kam es möglicherweise zur Bildung von Teilbereichen mit unterschiedlicher Verteilung der Elemente Rb und Sr, aber einheitlichen Sr-Isotopenverhältnissen. Eine Aufteilung in basische und intermediäre Komponenten ist in Betracht zu ziehen. Bei magmatischen Prozessen ist eine Isotopenhomogenisierung über große Distanzen möglich. Die Gesteine von Marktredwitz und Tirschenreuth-Mähring können somit aus verschiedenen Protolithkörpern mit einheitlichen Isotopenverhältnissen gebildet worden sein.

Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von Amphiboliten und Orthogneisen des variszischen Grundgebirges zeigen, daß es zur Zeit der kaledonischen Orogenese zur Intrusion basischer Magmatiten gekommen ist. Diese Gesteine können als Äquivalente der magmatischen Protolithen der Redwitzite angesehen werden.

b.) Metamorphose

Die Sr- und Nd-Initialverhältnisse der basischen Redwitzite können aber auch durch eine homogene Mischung von Gesteinen des Erdmantels (positive ϵ_{Nd} -Werten und niedere $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse) mit Gesteinen krustaler Herkunft (negative ϵ_{Nd} -Werte und hohe $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse) zustande gekommen sein.

Diese Beteiligung von Gesteinen des Erdmantels wurde bereits in Kap. 6.3.1.2. (Abb. 17) diskutiert, wobei die Verteilung der Sm/Nd-Isotopenverhältnisse der Redwitzite auf die Existenz einer gemeinsamen basischen Endkomponente HC hinweisen.

Geht man davon aus, daß die Protolithen vor ≥ 470 Ma gebildet wurden, läßt sich die isotopische Zusammensetzung dieser Komponente bestimmen. Für HC ergibt sich ein $\epsilon_{Nd(470Ma)}$ -Wert von $\geq +2$. Dieser ϵ_{Nd} -Wert weist auf eine Beteiligung von Gesteinsmaterial hin, das von einem an Leichten Seltenen Erden verarmten Mantelreservoir abstammt. Dies gilt nur, wenn nach dieser Abspaltung keine Veränderung der Sm/Nd-Verhältnisse bis heute stattgefunden hat. Für das $^{147}Sm/^{144}Nd$ -Verhältnis dieses Mantelreservoirs errechnet sich ein Wert von 0.204, der durch die Interpolation aus den Werten $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR} = 0.1936$ und $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM} = 0.23$ ermittelt wurde.

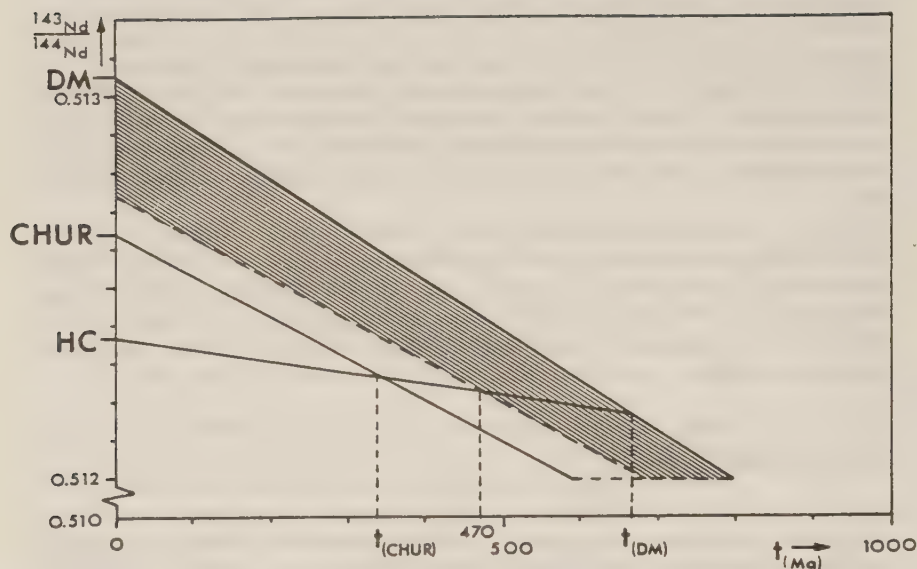


Abbildung 20. Schematisiertes Nd-Entwicklungsdiagramm für die gemeinsame basische Endkomponente HC der Magmatite von Marktrechwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf. Das schraffierte Feld bezeichnet die Zusammensetzung eines Mantelreservoirs, von dem HC bei einer Krustenverweildauer von ≥ 470 Ma abstammt.

Das gemeinsame Auftreten von basischen Magmatiten (Vulkaniten) und Sedimentgesteinen entspricht der Situation in einem geosynklinalen Ablagerungsraum. Diese Vorstellung steht im Einklang mit der Entstehung präkambrischer bis altpaläozoischer Serien der westlichen Böhmisches Masse, in denen synsedimentäre basische Vulkanite (als Detritus und/oder in Form von vulkanischen Einschaltungen) weit verbreitet sind (z.B. STETTNER, 1981). Eine Metamorphose in kaledonischer Zeit, die möglicherweise den Grad der Anatexis erreichte, führte in diesen Serien zu einer Angleichung der Sr-Isotopenverhältnisse. Eine fluide Phase, die zusätzlich eine Sr-Isotopenhomogenisierung über metasomatische Prozesse verursachte, könnte diesen Vorgang begünstigt haben.

GEBAUER & GRÜNENFELDER (1973) und KOHLER & MÜLLER-SOHNUS (1985) wiesen an Paragneisanatexiten nach, daß unter den Bedingungen der Anatexis der Sr-Isotopenaustausch in den Gesamtgesteinsbereichen nicht ausreichte, um über eine Distanz von ca. 2 km ein gemeinsames Anfangsverhältnis innerhalb etwa $\pm 1\%$ einzustellen.

Dabei ist zu beachten, daß die Ausgangsmaterialien der Paragneise sehr unterschiedliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse besaßen. Die Angleichung dieser Isotopenverhältnisse ist abhängig von dem Grad der Metamorphose, dem Anteil von fluiden Phasen und der mechanischen Durchmischung der Gesteine.

Überträgt man dies auf die Bildung der Protolith, so zeigt sich, daß ein Sr-Isotopenaustausch im Bereich der Größenordnung der einzelnen Redwitzvorkommen nicht mehr möglich gewesen war. Eine Angleichung der Sr-Isotopenverhältnisse in dieser Größenordnung läßt sich aber a.) bei Ausgangsmaterialien ähnlicher Sr-Isotopenverhältnisse oder b.) durch isotopisch einheitliches Material erklären, dem nur geringe Mengen von Gesteinen signifikant unterschiedlicher Isotopie zugemischt wurden. Eine Sr-Isotopenhomogenisierung in den Protolithen über das gesamte Verbreitungsgebiet der Redwitzite läßt sich mit Sicherheit ausschließen.

Zur Charakterisierung der Protolith wird der Interpretation a.), welche die Protolith als basische Plutonite ansieht, der Vorzug gegeben.

Die Vorstellung, daß es sich bei den Protolithen um synsedimentäre basische Vulkanite und Krustengesteine handelt wird dadurch entkräftet, daß die basische Endkomponente HC nicht sicher nachgewiesen werden kann. Ebenso bleibt die Frage offen, ob anatektische Prozesse in dieser Serie zu einer Angleichung der Sr-Isotopenverhältnisse ermöglichen.

Im folgenden (Abb. 21, Stufe II und III) werden Prozesse diskutiert, die zur Bildung der heute aufgeschlossenen Redwitzvorkommen führten:

Durch Subduktion und anschließende Kollision der Kontinentalplatten (siehe Kap. 2.) während der *variszischen* Gebirgsbildung kam es zu einem erhöhten Wärme fluß in den abgesenkten Krustensegmenten (BLÜMEL, 1987). Dieser Anstieg der Temperatur führte zu einer vollständigen Aufschmelzung der Protolith. Dabei bildeten sich Schmelzen mit unterschiedlichen Rb/Sr-Verhältnissen und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen, die sich bei ihrem Aufstieg vermischten (Abb. 21, Stufe II). Diese Mischung stellt die heute aufgeschlossenen basischen und dioritischen Varletäten der Redwitzite dar.

Die Verteilung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse läßt nicht erkennen, ob homogene Protolithkörper unterschiedlicher Zusammensetzung eine Mischung eingingen, oder ob ein heterogener Protolithkörper vorlag, der beide Endglieder einer Mischung enthielt.

Bei dieser Mobilisation müssen die Sr-Migrationsdistanzen wesentlich geringer als bei der Bildung der Protolith gewesen sein, da eine Sr-Isotopenhomogenisierung bei diesem Prozeß ausgeschlossen wird. Es ist anzunehmen, daß fluide Phasen, die eine Isotopenhomogenisierung begünstigten, nicht mehr in einem ausreichenden Maß vorhanden waren.

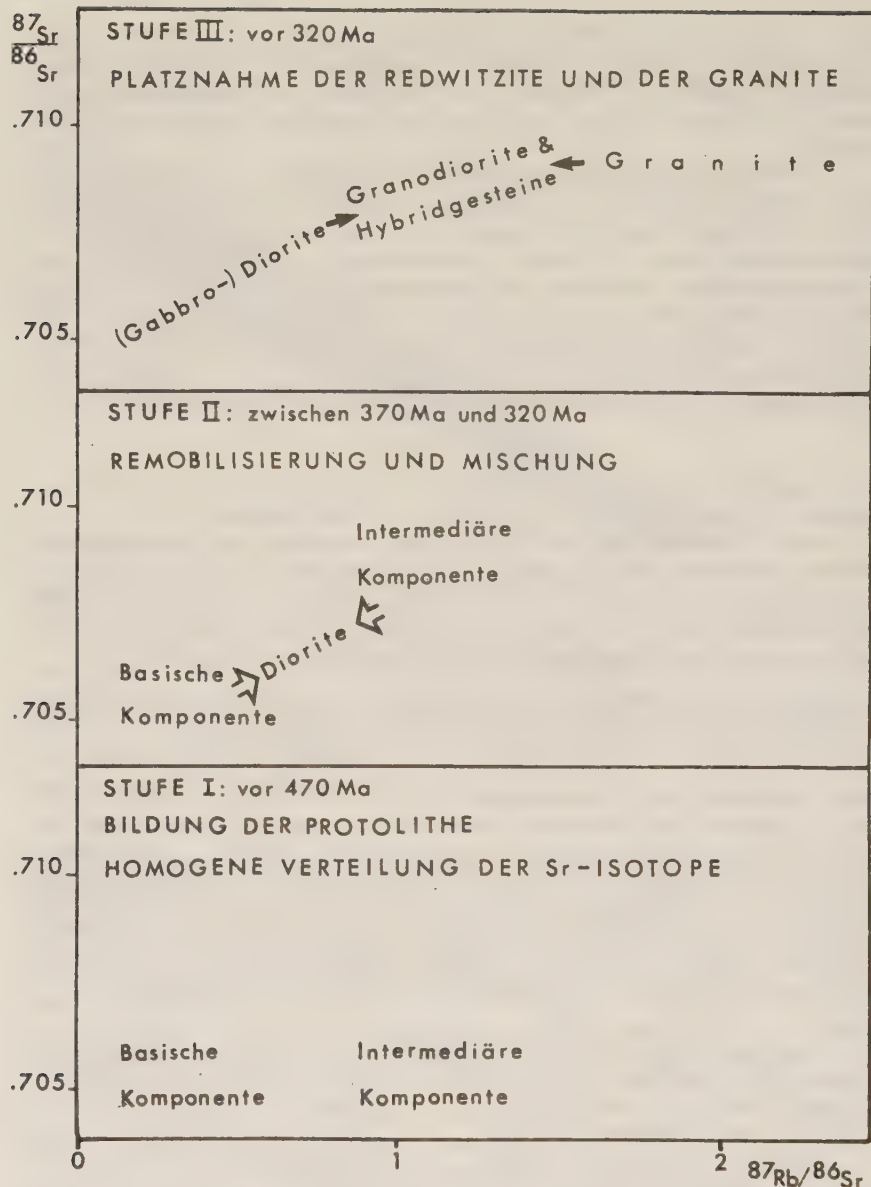


Abbildung 21. Schematisches Modell zur Erklärung der kaledonischen Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter und Genese der untersuchten Redwitzite. Erläuterungen siehe Text.

Während oder kurz nach der Platznahme vermengten sich die remobilisierten und gemischten Schmelzen teilweise mit einem granitischen Magma (Abb. 21, Stufe III). Dieser Vorgang führte zur Bildung der granodioritischen Hybridgesteine von Marktredwitz und zu den Granodioriten von Reuth/Erbendorf. Diese granitischen Schmelzen entstammen einem anderen Bildungsraum als die basischen und intermediären Magmatite und stellen heute die G1-Granite dar.

Um die Aussagekraft dieses Modells zu verdeutlichen, muß betont werden, daß die Remobilisierung der Protolithen und die Platznahme (Intrusion) der dabei gebildeten Magmen zu keiner homogenen Verteilung der Nd- und Sr-Isotopenverhältnisse führten. Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter können somit als *ererbte Alter* angesehen werden. Sie geben nicht den Zeitpunkt der Intrusion wieder, sondern weisen auf ein prä-intrusives gesteinsbildendes Ereignis zur Zeit der kaledonischen Gebirgsbildung hin.

In ihrer *Signifikanz* sind diese Alter mit den Alterswerten von Mantellisochronen (BROOKS et al., 1976; HOFMANN & WHITE, 1981) und Arealisochronen (KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS, 1985) vergleichbar. In diesen Modellen bilden die $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse von Gesteinen bestimmter Areale, wie Ozeaninseln oder Paragneisanatexite, im Isochronendiagramm positive Korrelationen. Die Alterswerte dieser Isochronen belegen eine frühe Bildungsgeschichte, die in diesen Gesteinen bis heute erhalten blieb.

6.4. Stellung der Redwitzite im variszischen Orogen Mitteleuropas aufgrund isotopengeochemischer Signaturen

Im folgenden Kapitel soll anhand von Rb/Sr- und Sm/Nd-Daten gezeigt werden, ob ein genetischer Zusammenhang zwischen den in dieser Arbeit untersuchten Redwitziten und den Dioriten und Granodioriten des Odenwalds und Spessarts besteht. Diese Gesteine können nach CHAPPELL & WHITE (1974) als I-Typ-Granitoide bezeichnet werden (siehe Kap. 3.7).

Geht man von einem gemeinsamen Intrusionsalter dieser Gesteine von 320 Ma aus, streuen die mittleren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse von 0.7060 bis 0.7080; die mittleren ϵ_{Nd} -Werte reichen von -1 bis -6 (Tab. 7a, LIEW & HOFMANN, 1988).

Im Vergleich dazu besitzen S-Typ-Granite des Moldanubikums zu dieser Zeit durchschnittliche ϵ_{Nd} -Initialwerte, die von -4 bis -8 reichen (Tab. 7 b, LIEW & HOFMANN, 1988).

Tabelle 7 a. Mittelwerte der Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopendaten von I-Typ Granitoiden des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas.

	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_i^*$	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	ϵ_i^*	t_{CHUR}	t_{DM}
Böhmische Masse								
MR	0.467	0.70887	0.70675	0.0831	0.512259	-2.9	524	821
TM	0.376	0.7076	0.70592	0.1015	0.512377	-1.3	433	799
RE	0.949	0.71147	0.70715	0.0966	0.512248	-3.7	614	917
Odenwald								
DO	0.57	0.7100	0.7074	0.1442	0.512500	-0.7	427	977
GDO	0.41	0.7081	0.7062	0.0996	0.512262	-3.5	610	921
Spessart								
DS	0.24	0.7074	0.7063	0.1055	0.512316	-2.7	558	899
GDS	1.32	0.7143	0.7083	0.0941	0.512133	-5.8	774	1028

* vor 320 Ma. MR: Intrusivkomplex von Markredwitz, TM: Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mährling, RE: Granodiorite von Reuth/Erbendorf, GDO: Granodiorite des Odenwalds, DO: Diorite des Odenwalds, DS: Diorite des Spessarts, GDS: Granodiorite des Spessarts. Mittelwerte der Sm/Nd- und Rb/Sr-Daten der Granitoide des Odenwalds und Spessarts aus LIEW & HOFMANN (1988).

Tabelle 7 b. Mittelwerte der Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopendaten von S-Typ Graniten des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas

	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}_{i^*}$	$\frac{147\text{Sm}}{144\text{Nd}}$	$\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}}$	ϵ_{i^*}	t_{CHUR}	t_{DM}
Böhmische Masse								
WM	4.0	0.72669	0.70847	0.0939	0.512242	-3.6	605	904
LB	6.66	0.74072	0.71080	0.1180	0.512144	-6.6	996	1232
KGI	4.01	0.72838	0.71012	0.1127	0.512188	-5.5	848	1120
KGII	8.06	0.74789	0.71117	0.1021	0.512181	-5.2	762	1035
Schwarzwald								
TB	3.26	0.7251	0.71025	0.1062	0.512197	-5.0	770	1050
OK	3.1	0.7245	0.71038	0.1110	0.512231	-4.6	752	1049
SB	1.4	0.7157	0.70932	0.0974	0.512221	-4.2	661	953
SE	13.4	0.7743	0.71327	0.1381	0.512128	-7.7	1399	1526
AT	1.5	0.71615	0.70932	0.1065	0.512193	-6.2	874	1124
BL	2.63	0.7206	0.70862	0.112	0.512227	-4.7	768	1063
MB	2.59	0.7205	0.7087	0.1169	0.512238	-4.7	795	1094

* vor 320 Ma. WM: Weißenstadt-Marktleuthen, LB: Liebenstein, KGI: Kristallgranit I, KGII: Kristallgranit II, TB: Triberg, OK: Oberkirch. SB: St. Blasien, SE: Seebach, AT: Albtal, BL: Blauen, MB: Malsburg.

Mittelwerte der Sm/Nd- und Rb/Sr-Daten der Granite des Schwarzwalds und Sm/Nd-Daten des KG I und KG II aus LIEW & HOFMANN (1988). Rb/Sr-Daten des KG I und KG II aus KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1986). Rb/Sr-Daten von Granits von Weißenstadt-Marktleuthen aus LENZ (1986) und des Liebensteiner Granits aus WENDT et al. (1986).

Messungen der Nd-Isotopenverhältnisse von Paragneisen und Metapeliten (Abb. 22) des variszischen Orogens Mitteleuropas ergaben $\epsilon_{\text{Nd}(320\text{Ma})}$ -Werte, die von -4 bis -24 variieren (LIEW & HOFMANN, 1988).

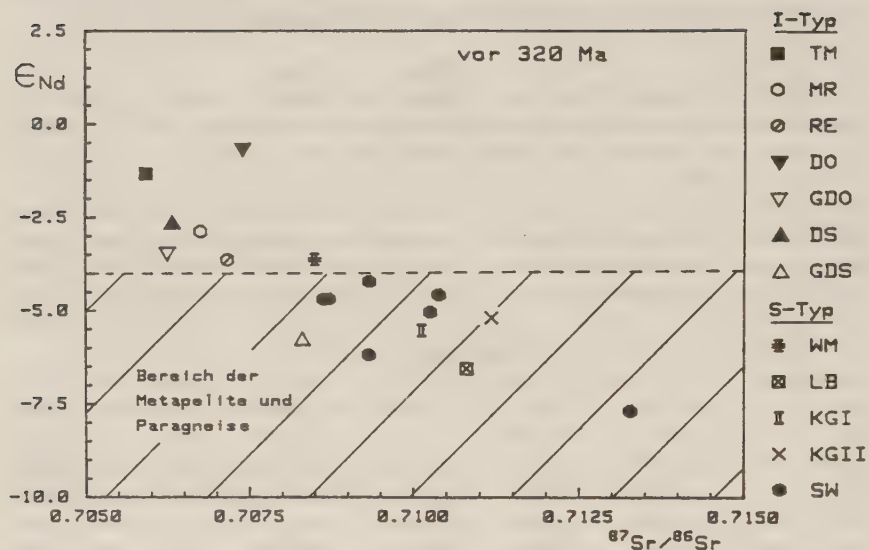


Abbildung 22. Verteilung der $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse und ϵ_{Nd} -Werte von I- und S-Typ-Granitoiden des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas.

I-Typ – Granitoide: TM: Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring, MR: Intrusivkomplex von Marktredwitz, RE: Granodiorite von Reuth/Erbendorf, DO: Diorite des Odenwalds, GDO: Granodiorite des Odenwalds, DS: Diorite des Spessarts, GDS: Granodiorite des Spessarts.

S-Typ – Granite: WM: Porphyrganit von Weißenstadt-Marktleuthen, LB: Liebensteiner Granit, KGI: Kristallgranit I, KGII: Kristallgranit II, SW: Granite des Schwarzwalds.

Aus diesen Daten läßt sich folgendes ableiten:

-Die initialen Nd-Isotopenverhältnisse der Gesteine von Marktredwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf sowie die der Diorite und Granodiorite des Odenwalds und der Diorite des Spessarts fallen nicht in den Bereich der Nd-Isotopenverhältnisse der Paragesteine (Abb. 22). Diese Verteilung schließt eine Bildung dieser Gesteine durch eine reine Aufschmelzung von Paragesteinen aus.

-Die hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnisse und negativen ε_{Nd} -Initialwerte (-4 bis -8) der S-Typ-Granite des Schwarzwaldes und der Böhmisches Masse deuten darauf hin, daß sie durch Aufschmelzung von prä-variszischen Gesteinsserien (Metapelite und Paragneise) gebildet wurden. Im Vergleich zu den I-Typ-Granitoiden besitzten die Metapelite und Paragneise hohe Nd-Modellalter, die auf eine lange Krustenverweildauer hinweisen (LIEW & HOFMANN, 1988).

Die initialen ε_{Nd} -Werte (-1 bis -6) der I-Typ-Granitoide des Odenwalds und Spessarts liegen zwischen den ε_{Nd} -Werten der Granite und Paragneise und positiven ε_{Nd} -Werten, die für Mantelderivate charakteristisch sind. Daraus schließen LIEW & HOFMANN (1988), daß diese Gesteine durch eine Mischung einer juvenilen, möglicherweise vom Erdmantel stammenden, Komponente mit Komponenten krustaler Herkunft entstanden sind.

Diese Überlegung ist mit den oben diskutierten Modellen zur Genese der Redwitzite im Einklang. Auf die Frage, ob es sich bei der Krustenkomponente um granitisches Material handelt (vergl. Mischgesteinsbildung und Hybridisierung in den Redwitziten), oder ob Paragesteine bei der Genese der Granitoide des Odenwalds und Spessarts eine Rolle spielten, wird von LIEW & HOFMANN (1988) nicht eingegangen.

Speziell in den Gesteinen des Spessarts treten granitische Apophysen und schlierige Kontakte zu Graniten und Apliten auf (OKRUSCH, 1983). Es ist deshalb anzunehmen, daß es sich bei der Krustenkomponente um Schmelzen granitischer Zusammensetzung gehandelt haben muß. Niederen ε_{Nd} -Werte der Diorite und Granodiorite des Spessarts, der Granodiorite des Odenwalds und der Gesteine von Markredwitz und Reuth/Erbendorf weisen auf eine starke Beteiligung dieser Komponente hin. Im Vergleich dazu belegen die ε_{Nd} -Werte der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring und der Diorite des Odenwalds eine relativ geringere Beteiligung dieser Krustenkomponente.

In Kap. 3.5 wurde bereits erläutert, daß die Diorite und Granodiorite des Spessarts und Odenwalds durch Aufschmelzungsprozesse (WEBER-DIEFENBACH, 1974) oder durch metasomatische Veränderungen (OKRUSCH, 1983) basischer Ausgangsgesteine (Protolith) und nachfolgender Hybridisierung durch Krustenmaterial entstanden. Als Ausgangsgesteine werden Muskowit-Biotit-Gneise (Rotgneise) des Spessarts und Biotit-Gneise und Amphibolite des Odenwalds angenommen. Diese Gesteine sind magmatischen Ursprungs.

Überträgt man dies auf die Bildung der Redwitzite, unterstützen diese Erkenntnisse die in Modell II bevorzugte Meinung. Sie besagt, daß die basischen Redwitzite durch Remobilisierung magmatischer Protolith gebildet wurden.

Die Ähnlichkeiten der Isotopendaten, der geologisch-petrologisch und geochemischen Ausbildung der untersuchten Redwitzite und der Diorite und Granodiorite des Odenwalds und Spessarts deuten auf ihre gemeinsame Entstehungsgeschichte hin.

Um weitere Hinweise über einen Zusammenhang dieser Gesteine zu erhalten erscheint es notwendig Gesamtgesteinsdatierungen an basischen Varletäten der Diorite des Spessats und Odenwalds durchzuführen. Dabei soll geprüft werden, ob die gewonnenen Alterswerte mit den Alterswerten der angenommenen Ausgangsgesteine übereinstimmen (siehe KREUZER et al., 1973; LIPPOLT et al., 1976), oder ob die Altersinformation über ein prä-intrusives Ereignis durch den Intrusionsvorgang verloren ging.

Für die weitere Erkenntnis über die Genese der Redwitzite wäre es von Interesse, die Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse von Orthogesteinen des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz zu bestimmen. Diese Daten sollen darüber Auskunft geben, ob die Redwitzite von den Orthogesteinen abstammen.

7. ZUSAMMENFASSUNG UND FOLGERUNGEN

Über die Altersstellung und Genese basischer und intermediärer Gesteine (Redwitzite) Nordostbayerns können folgende Aussagen getroffen werden:

1.) Die basischen bis intermediären Gesteine des Intrusivkomplexes von Marktredwitz, die basischen Sillintrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring und die Granodiorite von Reuth/Erbendorf gehören zu den post-kinematischen Magmatiten des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas.

2.) Für die untersuchten Redwitzite ergeben sich folgende Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter: Für den Intrusivkomplex von Marktredwitz 468 ± 9 Ma, für die basischen Sillintrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring 470 ± 33 Ma und für die Granodiorite von Reuth/Erbendorf 545 ± 16 Ma.

3.) Die kaledonischen Alterswerte stehen im Widerspruch zur geologischen Stellung der Magmatite da sie a.) keine Anzeichen einer frühvariszischen tektonischen Verformung aufweisen, die in metamorphen Nebengesteinen beobachtet wurde und b.) ein Erscheinungsbild besitzen, das auf eine etwa zeitgleiche Intrusion mit variszischen Graniten hinweist, deren Intrusionsalter zwischen 319 ± 3 Ma und 311 ± 4 Ma liegen.

4.) Die Rb/Sr-Gesamtgesteins-Biotitalter der drei untersuchten Intrusiva streuen um einen Wert von 319 Ma. Mit Ausnahme eines Alterswertes sind die ermittelten Gesamtgesteins-Biotitalter der Redwitzite innerhalb ihres 1σ -Fehlers von ± 6 Ma identisch. Diese Alterwerte belegen den Zeitraum der Abkühlung der Gesteine auf $320 \pm 40^\circ\text{C}$ und geben somit ein Minimalalter für die Intrusion der Redwitzite an.

5.) Die K/Ar-Alterswerte von Hornblenden aus Gesteinen der Lokalität Marktredwitz streuen stark. Ihr mittleres Alter liegt bei 325 ± 20 Ma. Dieser Alterswert, im Zusammenhang mit den Rb/Sr-Gesamtgesteins-Biotitaltern, weist auf eine schnelle Abkühlung der Gesteine von $530 \pm 40^\circ\text{C}$ auf $320 \pm 40^\circ\text{C}$ hin.

Die K/Ar-Alterswerte von Biotiten derselben Gesteine sind durch erhebliche Anteile an Fremdargon verfälscht und lassen keine Aussagen über die Abkühlungsgeschichte dieser Gesteine zu.

6.) Aufgrund der geologischen Stellung und der Rb/Sr-Gesamtgesteins-Biotitalter wurde für das Datum der Intrusion der Redwitzite ein Alterswert von 320 Ma angenommen.

7.) Bei einem angenommenen Intrusionsalter von 320 Ma liegen die initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Gesteine von Marktrechwitz und Reuth/Erbendorf zwischen 0.7056 und 0.7082. Die initialen ϵ_{Nd} -Werte dieser Gesteine variieren von -1.3 bis -4.4.

Im Gegensatz dazu ergeben die Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring weitgehend homogene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnisse von 0.7059 und initiale ϵ_{Nd} -Werte von -1.4.

Die initialen ϵ_{Nd} -Werte der Granite betragen für den Granit von Weißenstadt-Marktleuthen -3.6, die des Liebensteiner Granits, der eine Varietät des Falkenberger Granits darstellt, liegen bei -6.5.

Die Variationen der initialen Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse der Redwitzite deuten auf eine Mischung basischer Komponenten mit Komponenten krustaler Herkunft hin.

8.) Die Diskussion eines Modells einer Mischung zwischen einem basischen Magma und Magmen der G1-Graniten des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz (bei einer zeitgleichen Intrusion vor etwa 320 Ma) liefert folgende Erkenntnisse:

Die Redwitzite stellen keine homogene Mischung zwischen basischen und granitischen Magmen dar. Der Einfluß der Granite beschränkt sich auf die Bildung von Granodioriten und Hybridgesteinen der Vorkommen von Marktrechwitz und Reuth/Erbendorf. Diese Gesteine wurden durch eine Mischung einer dioritischen Komponente mit einem granitischen Magma gebildet, das in seiner Zusammensetzung weitgehend dem Granit von Weißenstadt-Marktleuthen entspricht. Bei der Bildung der Gesteine von Reuth/Erbendorf wurde dieser Vorgang durch ausgeprägte Differentiation der Mischprodukte überlagert. Das Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter dieser Gesteine läßt keine Aussage über ein geologisches Ereignis zu.

Die Verteilungen der Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse der basischen und dioritischen Varietäten der Lokalität Marktrechwitz und speziell der Sillintrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring lassen keine Beeinflussung durch die Granite erkennen.

Die Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse und die Nd-Modellalter der untersuchten Redwitzite und Granite weisen deutlich auf eine unterschiedliche Bildungsgeschichte dieser Gesteine hin: Die basischen Redwitzite wurden zum größten Teil aus relativ jungen Magmatiten gebildet. Ihre mittlere Krustenverweildauer läßt sich als altpaläozoisch eingrenzen. Die hohen Nd-Modellalter der Granite von Weißenstadt-Marktleuthen und Liebenstein hingegen sprechen dafür, daß sie unter starker Beteiligung von oberproterozoischen Sedimenten entstanden.

9.) Die kaledonischen Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring und des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz legen eine prä-intrusive Bildung der Redwitzite nahe. Mißt man den Rb/Sr-Gesamtgesteinsaltern eine geologische Bedeutung zu, kann über die Genese der Redwitzite folgende Aussagen getroffen werden:

Es existierten bereits Ausgangsgesteine (Protolithen) aus denen die Redwitzite entstanden. Diese Ausgangsgesteine besaßen vor etwa 470 Ma homogene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse bei unterschiedlicher Verteilung der Rb/Sr-Verhältnisse. Zwei Prozesse, die zu dieser Verteilung der Isotopen- und Elementverhältnisse geführt haben können, wurden diskutiert:

a.) Intrusion und nachfolgende Differentiation einer basischen Schmelze gabbroider Zusammensetzung.

b.) Metamorphe Überprägung einer Geosynklinalserie, in der zum größten Teil basische Vulkanite und in geringem Maß Sedimentgesteine enthalten sind.

Diese Ereignisse werden mit der kaledonischen Gebirgsbildung in Verbindung gebracht.

Die Erklärung der Protolithen als basische Plutonite wird bevorzugt. Die wichtigsten Gründe dafür sind:

-Eine Beteiligung von basischen Vulkaniten und Sedimentgesteinen läßt sich nicht zweifelsfrei nachweisen

-Die Angleichung der Sr-Isotopenverhältnisse ist bei Gesteinen magmatischen Ursprungs über größere Distanzen möglich als bei anatektischen Bildungen.

Die Bildung der Ausgangsgesteine der Redwitzite steht möglicherweise in Zusammenhang mit der magmatischen Entstehung von Orthogneisen und Amphiboliten des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz.

Während der variszischen Orogenese wurden die Protolithe aufgeschmolzen und nahmen ihre heutige Lage ein. Bei diesem Prozeß kam es zu keiner Isotopenreäquilibration. Die kaledonischen Rb/Sr-Alterswerte werden als ererbte Alter angesehen, die nicht den Zeitpunkt der Platznahme der Redwitzite angeben, sondern als Intrusionsalter magmatischer Protolithe interpretiert werden.

Zeitgleich, oder kurz nach der Platznahme der remobilisierten Protolithe fand die Mischgesteinsbildung mit den Graniten statt.

10.) Die Vorstellung der palingene Entstehung der Redwitzite steht im Einklang mit publizierten Ergebnissen geochemischer und petrologischer Untersuchungen von Dioriten und Granodioriten des Odenwalds und Spessarts. Es ist anzunehmen, daß die Redwitzite und die Diorite und Granodiorite des Odenwalds und Spessarts durch vergleichbare pertogenetische Prozesse gebildet wurden.

11.) Die Gesteine von Marktredwitz, Tirschenreuth-Mähring und Reuth/Erbendorf gehören isotopengeochemisch einer Gruppe von I-Typ-Granitoiden an, die entlang der Übergangszone von Saxothuringikum und Moldanubikum des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas auftreten. Südlich davon sind S-Typ-Granite weit verbreitet. Diese parallele Anordnung läßt sich im gesamten mitteleuropäischen Variszikum beobachten und weist auf die Existenz einer nach Süden einfallenden Subduktionszone während der variszischen Gebirgsbildung hin. Die Aufschmelzung der Protolithe der Redwitzite kann mit dem Anstieg der Druck und Temperaturbedingungen in den durch Subduktion abgesenkten Krusteneinheiten in Verbindung gebracht werden.

8. ANALYTISCHE METHODEN

8.1. Gesteinsaufbereitung

Bei den untersuchten Proben handelt es sich zumeist um gleichkörnige, fein- bis mittelkörnige, homogene Gesteine. Die Wahl der Probengröße hängt von Korngröße und Homogenität des jeweiligen Gesteins ab. Dabei wurden 5 kg bis 20 kg frisches Material pro Probe aufbereitet.

Die Gesteinsproben wurden nach der Entfernung von Verwitterungsrinden mit Leitungswasser und H_2O_{dest} gewaschen, mit einem Backenbrecher gebrochen und mit einer Scheibenmühle zerkleinert. Eine erste Aliquotisierung des Mahlgutes erfolgte mit einem Riffelteller und einem Rotationsteiler. Etwa 80 g davon wurden mit einer Schwingmühle staubfein gemahlen und für die Isotopenverdünnungsanalyse nochmals mit einem kleineren Riffelteller auf eine Menge von etwa 150 mg aliquotisiert. Außerdem wurde aus dem Mahlgut der Schwingmühle Presstabletten zur Röntgenfluoreszenzanalyse hergestellt.

Die Mineraltrennung erfolgte mit Schüttelsieben unterschiedlicher Maschenweite (35 mesh - 100 mesh), einem Trocken- und Naßschütteltisch und mit einem FRANTZ-Magnetscheider. Zur Schweretrennung von Mineralen dienten die Schwereflüssigkeiten Bromoform und Dijodmethan. Die Reinheitsüberprüfung und die Handauslese von verschiedenen Mineralpräparaten wurde unter dem Binokular durchgeführt. Die analysierten Minerale entstammen aus folgenden Siebfractionen:

Biotit und Hornblende 80-100 mesh,
Titanit <100 mesh.

8.2. Chemische Aufbereitung von Gesamtgesteins- und Mineralproben zur massenspektrometrischen Analyse

a.) Chemische Aufbereitung zur Analyse der Rb- und Sr-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen

Etwa 150 mg bis 80 mg der Mineral- und Gesamtgesteinsproben wurden in etwa 5 ml 40%-iger HF und < 1 ml HClO_4 gelöst und der Siliziumanteil als SiF_4 abgeraucht. Der Rückstand wurde in HCl aufgenommen und zur Spikezugabe für die Isotopenverdünnungsanalyse (siehe Kap. 8.5.2) geteilt. Als Spikes dienten folgende Lösungen: Oak-Ridge ^{87}Rb -Spike und NBS SRM 988 ^{84}Sr -Spike (siehe Tab. 22).

Die Aliquoten wurden nochmals eingedampft und der Rückstand mit ca. 1 ml HClO_4 versetzt. Dabei fielen u. a. die Alkalien Rb und K als Perchlorate aus, während die Erdalkalien wie Sr und Ca in Lösung gingen.

Durch Zentrifugieren wurde der Rb-reiche Niederschlag abgetrennt und nach Umwandlung in die Chloridform zur massenspektrometrischen Messung verwendet. Der gelöste Anteil wurde abdekantiert, ebenfalls in Chloridform gebracht und zur Abtrennung von Sr auf Ionenaustauschersäulen gegeben. Davor wurden die Lösungen zentrifugiert um möglicherweise auftretende unlösliche Verbindungen, wie beispielsweise Bariumsulfat abzutrennen. Diese Verbindungen verunreinigen das Harz der Ionenaustauschersäulen und behindern den Trennvorgang. Die Trennung erfolgte nach einem Schema, das im Zuge dieser Arbeit entwickelt wurde (Tab. 8).

Tabelle 8. Anweisung zur Trennung von Rubidium, Strontium und Seltenen Erden durch Ionenaustauschersäulen

Säulentrennung an 10 ml Dowex-Säulen

1.) Vorbereitung

Säulen mit 100 ml 5N HCl (exakt 5.00N HCl) durchspülen. (ist normalerweise schon unmittelbar bei der vorhergehenden Trennung geschehen).

2.) Konditionieren

a. mit 30 ml 2N HCl (exakt 2.12N HCl)

b. mit 2 ml 1N HCl

3.) Aufgabe der Probe

a. Probe in ca. 1 ml 1N HCl lösen.

b. 30 min. zentrifugieren.

c. mit Pasteur-Pipette aufgeben und einziehen lassen.

d. mit 4 mal 1ml 1N HCl mit Eppendorf-Pipetten spülen.

4.) Vorlauf

a. 2 ml 2N HCl aufgeben und in das Harz einziehen lassen.

b. 88 ml 2N HCl Vorlauf (davon zuerst kleine Mengen aufgeben und in das Harz einziehen lassen).

c. falls Rb-Abgriff dann 38 ml 2N HCl statt 88 ml 2N HCl als Vorlauf.

d. 10 ml 2N HCl Rb-Abgriff.

e. weiter mit 40 ml 2N HCl.

5.) Sr-Abgriff

Abgriff für Sr: 15 ml 5N HCl

6.) Trennung der Seltenen Erden

a. 25 ml 5N HCl Seltene Erden-Abgriff

c. 75 ml 5N HCl Spülen

7.) Falls keine Trennung der Seltene Erden durchgeführt wird, mit 100 ml 5N HCl spülen.

* *verwendetes Harz: Dowex 200*

Länge der Harzfüllung: 12.1 cm bis 12.3 cm

Durchlaufgeschwindigkeit (2N HCl): 45 bis 50 sec/ml

Ausbeute: 35% Sr

b.) Abtrennung von Sm und Nd

Die chemische Vorbereitung der Proben zur massenspektrometrischen Sm-, Nd- und Sr-Isotopenanalyse, unter Verwendung eines gemischten Spikes, unterscheidet sich von dem oben beschriebenen Verfahren.

Das Probenmaterial wurde in Teflonbomben eingewogen und mit einem gemischten ^{149}Sm - ^{145}Nd - ^{84}Sr -Spike versetzt (siehe Tab. 22) und in 40% - iger HF gelöst. Nach Abrauchen von SiF_4 wurde der Rückstand nochmals in $< 1 \text{ ml HClO}_4$ gelöst, abgeraucht und anschließend mit 2N HCl in Chloridform gebracht. Dabei ging das gesamte Probenmaterial in Lösung. Aus diesem Grund war es nicht nötig, ein Aufschlußverfahren in geschlossenen Teflonbomben bei ca. 200°C und unter Druck zu wählen. Für die Trennung der Seltenen Erden wurde das in Tab. 8 beschriebene Verfahren angewandt.

Wegen der sehr ähnlichen chemischen Eigenschaften von Sm und Nd müssen diese Elemente mit einem weiteren Ionenaustauschverfahren getrennt werden. Das im folgenden beschriebene Verfahren wurde vom Max Planck Institut für Chemie, Abteilung Geochemie, übernommen. Dazu wurden Ionenaustauschersäulen (Länge: 7 cm, ϕ : 0.5 cm) verwendet, die mit Teflonpulver gefüllt sind. Die einzelnen Körnchen dieses Pulvers sind mit Di-(2)Ethyl-hexyl-phosphorsäure (HDEHP) umgeben, welches die eigentliche aktive Ionenaustauschsubstanz darstellt. Das Teflonpulver wurde durch jeweils 5 mm Dowex-Anionenaustauscherharz eingegrenzt. Als Elutriat diente HCl unterschiedlicher Normalität (Tab. 9). Colorimetrische und massenspektrometrische Sm- und Nd-Analysen einzelner quantitativer Abgriffe des Elutriates (Säuleneichung) ergaben eine optimale quantitative Ausbeute an Sm und Nd. Daraus wurde folgende Anweisung erstellt:

Tabelle 9. Anweisung zur Trennung von Samarium und Neodym an HDEHP-Ionenaustauschersäulen

SAULENTRENNUNG VON Nd UND Sm MIT 7cm HDEHP-SAULEN

Säulen mit 8ml 0.18N HCl konditionieren

SE-Abgriff der Dowex-Säulen in 200 μ l 0.18 N HCl lösen

Mit Pasteur-Pipetten aufgeben und einziehen lassen

Mit 3 mal 200 μ l 0.18 N HCl spülen und einziehen lassen

FÜR SAULE NR. 1

17 ml 0.18 N HCl Vorlauf

1 ml 0.40 N HCl Vorlauf

2 ml 0.40 N HCl Nd-Abgriff

4 ml 0.40 N HCl verwerfen

3 ml 0.40 N HCl Sm-Abgriff

FÜR SAULE Nr. 2 - 4

13 ml 0.18 N HCl Vorlauf

4 ml 0.18 N HCl Nd-Abgriff

5 ml 0.40 N HCl verwerfen

2 ml 0.40 N HCl Sm-Abgriff

mit 10 ml 5 N HCl reinigen

Ausbeute: Nd: 80% Nd; Sm: 77%

Bei diesem Verfahren ist eine vollständige Abtrennung des Elements Cer nicht gegeben. Da das Isotop ^{142}Ce bei der massenspektrometrischen Nd-Isotopenanalyse mit ^{142}Nd interferiert, wird die Intensität von ^{142}Nd bei der Bestimmung und Berechnung der Nd-Isotopenverhältnisse nicht berücksichtigt.

8.3. Meßtechnik

8.3.1. Röntgenfluoreszenzanalysen

Um eine Übersicht über die Elementgehalte von Rubidium und Strontium zu erhalten und somit die Menge der Spikezugabe für die Isotopenverdünnungsanalyse berechnen zu können, wurden mußten Röntgenfluoreszenzanalysen an Preßtabletten von Gesamtgesteinspulver durchgeführt. Zur Analysen wurde eine Anlage vom Typ Phillips DW 1410 benutzt. Die Auswertung erfolgte durch Peakhöhenvergleich mit Standardproben bekannter Rb- und Sr-Konzentrationen. Die Ergebnisse sind in Tab. 14 dargestellt.

8.3.2. Massenspektrometrische Analysen zur Bestimmung der Rb-Konzentrationen

Massenspektrometrische Messungen zur Rb-Gehaltsbestimmung wurden am Feststoffmassenspektrometer vom Typ MAT CH 4 (Baujahr 1966) mit 2-Band Ta-Thermionenquellen durchgeführt. Gemessen wurde im peak-switching Verfahren mit einem Faradaykollektor und einem Elektrometerverstärker mit $10^{10} \Omega$ Eingangswiderstand. Die Registrierung und Auswertung der Intensitäten erfolgte mit einem Digitalvoltmeter Typ SOLOTRON LM 1490 und einem WANG 600 Tischrechner im 'on line' Betrieb (MÜLLER-SOHNUS et al., 1974).

8.3.3. Bestimmung der Sm-, Nd- und Sr-Isotopenverhältnisse mit dem Feststoffmassenspektrometer vom Typ MAT 261

Im Vergleich zu älteren Modellen zeigt das Massenspektrometer Finnigan MAT 261 wesentliche meßtechnische Neuerungen:

- Probenmagazin mit 13 Positionen die mit Ein- oder Zweibandquellen bestückt werden können.
- Variables Multikollektorssystem, wobei vier der fünf Faradaykollektoren mechanisch auf verschiedene Massen justiert werden können. Somit lassen sich die Intensitäten von fünf verschiedenen Massen simultan bestimmen.
- Automatische und softwaregesteuerte Messungen und Datenreduktionen mit dem Rechner der Serie HP 200, Typ HP 9920.

Beispielsweise können dadurch bei konstantem Magnetfeld die Intensitäten folgender Isotopen erfaßt werden:

Strontium:

^{84}Sr ^{85}Rb ^{86}Sr ^{87}Sr ^{88}Sr

Neodym:

^{143}Nd ^{144}Nd ^{145}Nd ^{146}Nd ^{147}Nd

Samarium:

^{144}Sm ^{147}Sm ^{149}Sm ^{152}Sm ^{154}Sm .

Der Eingangswiderstand der einzelnen Verstärker ist $10^{11}\Omega$. Da jedoch die Eingangswiderstände der Verstärker nicht vollkommen identisch sind, müssen sie gegeneinander abgeglichen werden (gain calibration). Dabei wird intern eine sehr stabile Spannung von 9 V an die einzelnen Verstärker angelegt und die relative Abweichung untereinander festgestellt. Die ermittelten Werte dienen zur Korrektur dieser Unterschiede bei der Messung.

Strontium, Neodym und Samarium wurden ausnahmslos als Metallionen gemessen. Für eine typische Messung von Sr- und Nd-Isotopenverhältnissen an Gesamtgesteins- und Mineralproben wurden 6 bis 10 Meßblöcke zu je 10 Einzelmessungen (scans) bei stabilen Intensitäten von ^{88}Sr und ^{144}Nd von 3 V bis 7 V durchgeführt. Zur Sm-Isotopenverdünnungsanalyse wurden in der Regel 4 Meßblöcke zu je 5 Einzelmessungen bei einer Intensität von ^{152}Sm mit 3 V gemessen.

Für eine stabile Messung müssen etwa 300 ng der Probe auf das Re-Verdampferband der 2-Bandquelle aufgegeben werden. Ein Beispiel für eine quantitative Abschätzung der nötigen Probenmengen ist hier kurz dargestellt:

1 ng Nd enthält 0.23 % ^{144}Nd somit

$$0.23 \cdot (A / A_{^{144}\text{Nd}}) / 10^9 = 9.6 \cdot 10^{11} \text{ Atome } ^{144}\text{Nd}$$

wobei $A = 6.02 \cdot 10^{23}$ und $A_{^{144}\text{Nd}}$ = Atomgewicht von ^{144}Nd (siehe Tab. 21)

Bei einer Messung mit einem Faradaykollektor mit $10^{11} \Omega$ Eingangswiderstand und einem Signal von 1 V, ist der Rekombinationsstrom ca. $1 \cdot 10^{-11}$ C/s. Bei der Elementarladung eines Ions von ca. $1.6 \cdot 10^{-19}$ C aus, errechnet sich eine Häufigkeit von ca. $0.6 \cdot 10^8$ Ionen/s. Bei einer Ionenausbeute von ca. $0.6 \cdot 10^{-3}$ benötigt man ca. 10^{11} Atome/s. Es ergibt sich somit für 1 ng Nd eine Dauer des Ionenstroms von etwa 10 s bei einer Intensität der Masse ^{144}Nd von 1 V.

Notwendige Einstellungen des Ionenstrahls und eine statistisch ausreichende Anzahl von Isotopenverhältnissen erfordern eine Meßdauer von etwa 50 min. 300 ng Probenmaterial reichen aus um ^{144}Nd -Signal von 1 V dieser Dauer zu erhalten.

8.4 Bestimmung der Kalium- und Argon-Konzentrationen und der Argon-Isotopenverhältnisse

a.) Flammen-Spektrophotometrische Kaliumanalysen

Zur Altersbestimmung mit der K/Ar-Methode wurden Hornblenden und Biotite von Gesteinen der Lokalität Marktredwitz verwendet. Von jeder Probe wurden zwei Aliquoten in Teflonbomben eingewogen, mit etwa 5 ml 40%-iger HF und 0.1 ml H_2SO_4 gelöst und zur Feuchte eingedampft. Der Rückstand wurde mit $\text{H}_2\text{O}_{\text{dest}}$ aufgenommen, in Quarzkolben überführt und mit $\text{H}_2\text{O}_{\text{dest}}$ genau auf 250 ml aufgefüllt. Zur Aufbewahrung füllt man diese Lösung in PVC-Flaschen um. Die Lösung wurde auf die zur Messung notwendige Konzentration von 0.1 ppm–0.4 ppm K mit $\text{H}_2\text{O}_{\text{dest}}$ verdünnt und mit einer Cs_2SO_4 -Lösung (2000 ppm Cs_2SO_4) gepuffert.

Die Kaliummessungen von Proben- und Standardlösungen erfolgten mit dem Flammenspektrophotometer vom Typ Jarrell-Ash (2.5 m, Ebert-Anordnung). Die Kaliumgehaltsbestimmungen wurden durch Peakhöhenvergleich mit Standardlösungen bekannter Konzentrationen durchgeführt.

Einige Hornblenden zeigten Biotiteinschlüsse, die durch die mechanische Mineraltrennung nicht zu beseitigen waren. Da Biotite im Vergleich zu Hornblenden hohe K-Konzentrationen besitzen, können sie die K/Ar-Alterswerte der Hornblenden verfälschen. Aliquoten dieser Mineralpräparate wurden 3 min mit 40%-iger HF geätzt und die Lösung abdekantiert. Der Rückstand wurde mit $\text{H}_2\text{O}_{\text{dest}}$ gespült und dem Aufschlußverfahren zugeführt.

b.) Massenspektrometrische Argonanalysen

Die Messungen der Ar-Isotopenverhältnisse und Konzentrationen wurden von meinem Kollegen Dipl. Phys. D. Müller-Sohnius am Gasmassenspektrometer vom Typ MAT 230 durchgeführt.

Die Extraktionsanlage ist eine Ganzmetallapparatur, deren Ofen ein induktiv beheiztes, unter Schutzvakuum stehendes, einseitig geschlossenes Mo-Rohr ist. Der Blankwert beträgt für 30 mg Aluminiumfolie $< 4 \cdot 10^{-9}$ ccSTP $^{40}\text{Ar}/\text{h}$ bei einer Ofentemperatur von $\leq 2000^\circ\text{C}$ (MÜLLER-SOHNUS et al., 1987). Die Ar-Isotopenmessungen wurden im statischen Betrieb durchgeführt.

Die Empfindlichkeit ist so, daß $1 \cdot 10^{-11}$ ccSTP eingelassenes Probenargon im Faradaykollektor einen Strom von etwa $5 \cdot 10^{-16}$ A erzeugen. Die Ar-Konzentrationen wurden durch Peakhöhenvergleiche bestimmt. Dabei wird zum Vergleich reines 99,996%-iges atmosphärisches Argon benutzt, dessen Menge mit einem Eichfehler von $|\sigma_{\text{rel}}| = \pm 1.2\%$ behaftet ist. Dieser Fehler ist systematischer Natur und wird bei der Altersbestimmung beachtet. Die Reproduzierbarkeit der Ar-Konzentrationsbestimmung beträgt $\pm 1.15\%$ ($|\sigma_{\text{rel}}|$).

Die zur Altersbestimmung verwendeten Zerfallskonstanten für das ^{40}K -Isotop sind $\lambda_\beta = 4.962 \cdot 10^{-10} \cdot \text{a}^{-1}$ und $\lambda_e = 0.581 \cdot 10^{-10} \cdot \text{a}^{-1}$. Der Anteil des Isotops ^{40}K am Gesamtkalium beträgt $1.167 \cdot 10^{-4}$.

8.5. Auswertung der Meßergebnisse

8.5.1. Korrekturen

Mit dem Massenspektrometer gemessene Isotopenhäufigkeitsverhältnisse entsprechen nicht den natürlichen Isotopenverhältnissen, sondern sind noch durch Störeffekte überlagert, die durch verschiedene rechnerische Korrekturen eliminiert werden müssen.

8.5.1.1. Elementkorrektur

Verschiedene Elemente besitzen Isotope gleicher Massen (z.B. ^{87}Rb - ^{87}Sr , ^{142}Ce - ^{142}Nd , ^{144}Sm - ^{144}Nd), die als Isobare bezeichnet werden. Da aber eine 100%-ige Trennung dieser Elemente durch das Ionenaustauscherverfahren nicht gegeben ist, interferieren bei der massenspektrometrischen Messung die Isotope verschiedener Elemente gleicher Massenzahl. Das bedeutet, daß die gemessene Intensität I_{obs} vom natürlichen Wert abweicht. Die Messungen mit dem Multikollektorsystem erlauben es, die Intensität I_{inf} eines weiteren Isotops eines interferierenden Elements (z.B. ^{85}Rb oder ^{147}Sm) simultan zu messen. Sind die natürlichen Isotopenverhältnis R_{nat} bekannt (siehe Tab. 21), können die gemessenen Intensitäten auf Interferenzeffekte korrigiert (I_{corr}) werden.

$$I_{\text{corr}} = I_{\text{obs}} \cdot (I_{\text{inf}} - R_{\text{nat}})$$

8.5.1.2. Fraktionierungskorrektur

Beim Abdampfen und Ionisieren der Probe kommt es auf dem Heizfaden zu einer Massenfraktionierung. Dabei werden bei verschiedenen Temperaturen Isotope unterschiedlicher Massen bevorzugt ionisiert. Dieser Vorgang im Massenspektrometer folgt im allgemeinen den Gesetzen der Raleigh-Destillation (HABFAST, 1982). Für ein Element mit drei und mehr stabilen Isotopen läßt sich die Massenfraktionierung aus zwei oder mehr Isotopenverhältnissen und einem angenommenen Sollwert berechnen.

Das Rechenprogramm zum Betrieb des Massenspektrometers MAT 261 verwendet eine modifizierte Form des linearen Gesetzes zur Massenfraktionierungskorrektur (HABFAST, 1982).

Es gilt die Annahme, daß sich für ein bestimmtes Element die Fraktionierung proportional zur Massendifferenz der gemessenen Massen verhält.

$$R_{Obs} = R_O (1 + \varepsilon \cdot \Delta M)$$

wobei:

R_{Obs} = gemessenes Isotopenverhältnis

R_O = bekanntes natürliches Isotopenverhältnis

ΔM = Massendifferenz

ε = Fraktionierungsfaktor.

Bei zwei gemessenen Isotopenverhältnissen R_{Obs1} und R_{Obs2} und einem wahren Isotopenverhältnis R_{O2} läßt sich ein weiteres Isotopenverhältnis R_{O1} unter Eliminierung von ε berechnen:

$$R_{O1} = [(R_{Obs1}) / (1 - \phi)] + \phi (R_{Obs2} / R_{O2})$$

und

$$\phi = \phi_O = \Delta M_1 / \Delta M_2$$

RUSSEL et al., (1978) zeigte, daß dieses lineare Gesetz für eine genügend genaue Normalisierung nicht ausreicht und setzte deshalb in erster Näherung

$$\phi = \phi_1 = (M_3 / M_1) \cdot (\Delta M_1 / \Delta M_2)$$

für ϕ_O ein. M_1 und $(M_1 + \Delta M_1)$ oder M_3 und $(M_3 + \Delta M_2)$ sind die Massen der beiden gemessenen Isotopenverhältnisse. Damit wird eine Annäherung an die exponentiale Massenfraktionierungskorrektur (z.B. WASSERBURG et al., 1981) erreicht.

Die gemessenen Sr-, Nd- und Sm-Isotopenverhältnisse wurden mit folgenden stabilen Isotopenverhältnissen auf Massenfraktionierungseffekte korrigiert.

$$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194 \text{ (NIER, 1938)}$$

$$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219 \text{ (CARLSON et al., 1981)}$$

$$^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.78308 \text{ (WASSERBURG et al., 1981)*}$$

* Das $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ -Verhältnis ergibt sich aus der Division der zitierten Werte $^{152}\text{Sm}/^{154}\text{Sm} = 1.17537$ und $^{147}\text{Sm}/^{154}\text{Sm} = 0.65918$.

Die bisher dargestellten Überlegungen gelten nur für Proben mit natürlichen Isotopenverhältnissen. Bei der Isotopenverdünnungsanalyse gibt man der Probe eine annähernd monoisotopische Lösung (Spike) zu. Bei der Mischung von Probe und Spike entstehen unnatürliche Isotopenverhältnisse, welche für die Fraktionierungskorrektur berücksichtigt werden müssen. Der für die Korrektur nötige Wert ist abhängig von der Menge des zugegebenen Spikes und kann durch ein lineares Gleichungssystem oder durch ein Iterationsverfahren bestimmt werden. Er entspricht R_{02} in der oben angeführten Formel.

8.5.1.3. Spikekorrektur

Bei den verwendeten Spikes handelt es sich nicht um vollkommen monoisotopische Lösungen. Neben dem angereicherten Isotop treten weitere Isotope auf, wobei die Isotopenverhältnisse des Spikes sich von den natürlichen Isotopenverhältnissen unterscheiden (Tab. 22). Bei der massenspektrometrischen Messung gespickter Probe verfälschen diese Anteile die natürlichen Isotopenverhältnisse (vergl. Kap. 8.5.1.3.). Die Isotopenverhältnisse der Spikes wurden durch massenspektrometrische Messungen ermittelt (siehe Tab. 22) und mit diesen Werten die Korrekturen durchgeführt.

8.5.2. Bestimmung der Rb-, Sr-, Nd- und Sm-Elementkonzentrationen und die Berechnung der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse

Mit der Isotopenverdünnungsanalyse lassen sich sehr kleine Mengen bestimmter Elemente nachweisen. Dieses Analyseverfahren ist für die isotopische Altersbestimmung besonders geeignet, da die massenspektromertischen Messungen der Isotopenverhältnisse auch die Anreicherungen der radiogenen Isotope anzeigen.

Die Isotopenverdünnungsanalyse beruht auf folgendem Prinzip (siehe WENDT, 1972; FAURE, 1977):

Eine Gesamtgesteins- oder Mineralprobe enthält eine unbekannte Menge des zu analysierenden Elements mit bekannten natürlichen Isotopenverhältnissen (Tab. 21). Die Probe wird mit einer bekannten Menge des gleichen Elements (Spike) versetzt, das aber eine künstlich hergestellte, weitgehend monoisotopische Zusammensetzung besitzt (Tab. 22).

Die Probe hat nun eine Isotopenzusammensetzung, die zwischen dem natürlichen Verhältnis der Probe und dem des Spikes liegt. Dieses Verhältnis wird durch die massenspektrometrische Messung ermittelt. Aus dem korrigierten Meßergebnis, den bekannten Isotopenverhältnissen der Probe und des Spikes sowie aus der Menge des Spikes und der Probeneinwaage kann der Gehalt des zu analysierenden Elements der Probe berechnet werden:

a.) Rb-Gehaltsbestimmung

Berechnung der Rb-Gehalte in ppm:

$$C_{\text{Rb}}(\text{ppm}) = [(R_{\text{Obs}} - R_{\text{S}}) / (R_{\text{N}} - R_{\text{Obs}})] \cdot [(A_{\text{N}} / A_{\text{S}}) \cdot (C_{\text{S}} / C_{\text{N}})] \cdot [S / E]$$

R_{Obs} = Gemessenes $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ -Verhältnis

R_{S} = $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ -Verhältnis im Spike

A_{N} = Atomgewicht von natürlichem Rubidium

A_{S} = Atomgewicht von Rubidium im Spike

C_{N} = Natürliche Isotopenkonzentration von ^{87}Rb

C_{S} = Isotopenkonzentration von ^{87}Rb im Spike

S = Spikemenge in g

E = Probeneinwaage in g

b.) Sr-Gehaltsbestimmung

Berechnung der Sr-Gehalte in ppm

$$C_{\text{Sr}} (\text{ppm}) = \left[\frac{(R_M - R_S)}{(R_N - R_M)} \right] \cdot \left[\frac{C_S}{C_N} \right] \cdot \left[\frac{A_N}{A_S} \right] \cdot \left[\frac{S}{E} \right]$$

und

$$A_N = \frac{(827.754 + 85.999 \cdot R_{\text{corr}})}{(9.432 + R_{\text{corr}})}$$

$$C_N = \frac{0.05655}{(9.432 + R_{\text{corr}})}$$

wobei

R_{corr} = Gemessenes und auf Fraktionierung und Spike korrigiertes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis

R_M = Gemessenes $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis der gespikten Probe

R_N = Natürliches $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis

R_S = $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des Spikes

A_N = Atomgewicht der Probe in Abhängigkeit vom $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis

A_S = Atomgewicht des Spikes

C_N = Natürliche Isotopenkonzentration von ^{86}Sr in Abhängigkeit des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses der Probe

C_S = Isotopenkonzentration von ^{86}Sr im Spike

S = Spikemenge in g

E = Probeneinwaage in g

c.) Nd- und Sm-Gehaltsbestimmung

Bestimmung der Nd-Konzentration in ppm

$$C_{Nd}(\text{ppm}) = \left[\frac{(C_S \cdot S) / R}{1000} \cdot \frac{(A_N / C_N)}{\left[\frac{1}{E} \right]} \right]$$

und

$$R_{SN} = \frac{(R_M - R_N)}{1 - (R_M / R_S)}$$

R_{SN} =Verhältnis von ^{145}Nd im Spike zu ^{144}Nd der Probe

R_{corr} =Gemessenes und auf Fraktionierung und Spike korrigiertes $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis

R_S = $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis im Spike

C_N =Natürlicher Anteil von ^{144}Nd in nmol/g

C_S =Anteil von ^{145}Nd im Spike in nmol/g

A_{Nd} =Atomgewicht von Neodymium

S =Spikemenge in g

E =Probeneinwaage in g

Die Bestimmung der Sm-Konzentration erfolgt analog.

d.) Bestimmung der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse

Die $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse sind direkt von den Elementverteilungen in einer Gesamtgesteins- oder Mineralprobe abhängig. Mit der Isotopenverdünnungsanalyse können die Konzentrationen der Elemente Rb, Sr, Sm und Nd sehr genau bestimmt werden. Da die Verhältnisse der Isotope und die Atomgewichte von Rb und Sm als konstant angesehen werden können (Tab. 21), kann man daraus die Anteile der Isotope ^{87}Rb und ^{147}Sm berechnen. Die Atomgewichte von Sr und Nd und die Häufigkeit der Isotope ^{87}Sr und ^{144}Nd hängen vom Anteil der radiogenen Isotope ^{87}Sr und ^{143}Nd ab.

Aus diesem Grund müssen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse für die Berechnung der Elementkonzentrationen für jede Probe bestimmt werden.

$$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \frac{[\text{C}_{\text{Rb}}]}{[\text{C}_{\text{Sr}}]} \cdot \frac{[\text{H}^{87}\text{Rb} \cdot \text{A}_{\text{Sr}}]}{[\text{H}^{86}\text{Sr} \cdot \text{A}_{\text{Rb}}]}$$

und

$$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \frac{[\text{C}_{\text{Sm}}]}{[\text{C}_{\text{Nd}}]} \cdot \frac{[\text{H}^{147}\text{Sm} \cdot \text{A}_{\text{Nd}}]}{[\text{H}^{144}\text{Nd} \cdot \text{A}_{\text{Sm}}]}$$

C_{Rb} =Konzentration von Rb in der Probe

C_{Sr} =Konzentration von Sr in der Probe in Abhängigkeit von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

C_{Sm} =Konzentration von Sm

C_{Nd} =Konzentration von Nd in Abhängigkeit von $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

H^{87}Rb =Häufigkeit des Isotops ^{87}Rb

H^{86}Sr =Häufigkeit des Isotops ^{86}Sr in Abhängigkeit vom $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses der Probe

H^{147}Sm =Häufigkeit des Isotops ^{147}Sm

H^{144}Nd =Häufigkeit des Isotops ^{144}Nd

A_{Rb} =Atomgewicht von Rb

A_{Sr} =Atomgewicht von Sr in Abhängigkeit von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

A_{Sm} =Atomgewicht von Sm

A_{Nd} =Atomgewicht von Nd in Abhängigkeit von $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

8.6. Standard- und Blankmessungen

Um die laborinterne Genauigkeit der Messergebnisse zu überprüfen, wurden während der Untersuchungszeit laufend internationale und hausinterne Standardmessungen der Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen durchgeführt.

a.) Konzentrationsstandards für Rb und Sr

Zur Kontrolle der Genauigkeit der Isotopenverdünnungsanalyse wurden die Rb- und Sr-Konzentrationen und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse des Feldspatstandards NBS 607 bestimmt. Die Ergebnisse von vier Aufschlüssen dieses Referenzmaterials sind in Tab. 10 dargestellt.

Tabelle 10. Referenzmaterial NBS 607 (Kalifeldspat)

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
	522.57	65.25	1.19994 ± 65
	518.94	64.93	1.20053 ± 81
	524.16	65.97	1.20040 ± 101*
	525.33	66.25	1.20062 ± 73
Mittelwerte:	522.75 ± 2.78	65.60 ± 0.61	1.20037 ± 30
Sollwerte:	523.9 ± 1.01	65.485 ± 0.32	1.20039 ± 20

Aus der Streuung der Meßwerte des Kalifeldspatstandards ergibt sich dafür eine relative Reproduzierbarkeit der Rb-Konzentrationen von ±0.5% und der Sr-Konzentrationen von ±0.9%. Die Reproduzierbarkeit der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse beträgt ±0.02%. Diese Werte entsprechen weitgehend denen der untersuchten Gesamtgesteinproben (siehe 9.3.2. ff).

* Doppelkollektormessungen

b.) Isotopenstandards

Zur Kontrolle der gemessenen Sr-, Nd- und Sm-Verhältnisse von natürlichen Proben, wurden die Isotopenverhältnisse von internationalen und haus-internen Standards bestimmt (Tab. 11).

Tabelle 11. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse von Isotopenstandards.

Sr-Standards	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$	N	Nd-Standards	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma$	N
Doppelkollektormessungen					
(von 1. 1985 bis 9.1986)					
NBS 987	0.710285	±12 29			

Multikollektormessungen					
(von 10. 1986 bis 10. 1987)					
NBS 987	0.710242	±15 22	MERCK-Nd	0.511755	±17 18
E&A	0.708006	±14 13	Nd ₂ O ₃ #81210	0.512648	±19 36

N: Anzahl der Mittelwerte von 6 bis 10 Meßblöcken mit jeweils 10 Einzelverhältnissen. Sollwerte: NBS 987 (1982): 0.710196±260 korrigiert mit $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.37861$. MERCK-Nd-Standard: 0.511733 (Finnigan MAT, T. Koch, pers. Mitteilung). Für den E&A-Standard wird ein Wert von 0.708000 angenommen.

Zur Kontrolle der Sm-Isotopenverhältnisse von natürlichen Proben wurde die Sm-Isotopenverhältnisse eines Sm-Salzes bestimmt. Das mittlere $^{154}\text{Sm}/^{149}\text{Sm}$ -Verhältnis von 8 Messungen beträgt 1.51748 ± 22 . Dieser Wert weicht um 0.3‰ von dem, von WASSERBURG et al. (1981) ermittelten Wert von 1.51704 ab. Diese Abweichung hat aber auf den Fehler der Sm-Gehaltsbestimmung und der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse nur einen geringen Einfluß.

c.) Blankmessungen

Parallel zu den Probenaufschlüssen wurden Leeraufschlüsse (Blindaufschlüsse, blanks) durchgeführt, um einen Überblick über den Grad der Verunreinigung einer Probe mit Rb, Sr, Nd und Sm zu erhalten. Diese Verunreinigungen können durch die verwendeten Chemikalien, oder durch unsaubere Arbeitsweise herbeigeführt werden. Diese Effekte können die Isotopenverhältnisse einer Probe verfälschen.

Die ermittelten Konzentrationen hierfür betragen:

Rb (ng)	Sr (ng)	Sm (ng)	Nd (ng)
2.0	3.0	0.03	0.3

Eine Korrektur der Isotopenverhältnisse der Gesamtgesteins- und Mineralproben mußte nicht durchgeführt werden, da die Einflüsse der Verunreinigungen auf die gemessenen Isotopenverhältnisse vernachlässigbar gering sind.

9. STATISTIK

Physikalische Messungen sind stets mit einem Fehler behaftet. Dabei weicht der Meßwert von einem "wahren" Wert ab. Die Fehlerrechnung als Teilbereich der Statistik hat die Aufgabe, Aussagen über diesen "wahren" Wert der gemessenen Größe zu treffen und Abschätzungen über die Genauigkeit einer Meßung machen zu können. Die in diesem Kapitel verwendete Literatur sind die Lehrbücher der Statistik und Fehlerrechnung von HARTWIG (1968) und WELTNER (1987).

9.1. Fehlerrechnung

Systematische Fehler sind im allgemeinen Fehler des Meßinstruments (z.B. falsche Justierung) oder Fehler des Verfahrens (z.B. ungeeignetes oder falsches chemisches Aufschlußverfahren). Die Meßergebnisse weichen vom "wahren" Wert stets in die selbe Richtung ab. Die systematischen Fehler kann man nicht mit Hilfe der statistischen Fehlerrechnung entdecken. Sie ergibt nur einen Sinn wenn diese Fehlerart eliminiert wird.

Zufällige Fehler treten durch verschiedene Störeinflüsse auf, so daß bei wiederholten Messungen die Meßwerte zufällig um einen "wahren" Wert streuen. Dabei wird davon ausgegangen, daß die Verteilung der Meßwerte der Gauß'sche Normalverteilungskurve folgen. Ist dies der Fall, so ist die beste Abschätzung des "wahren" Wertes der gemessenen Größe der arithmetische Mittelwert einer Stichprobe von N Messungen x_i . Die Stichprobe ist eine zufällige Auswahl aus der Menge aller möglichen Messungen, die als Grundgesamtheit bezeichnet wird. Somit ergibt sich für den arithmetischen Mittelwert $\bar{x}$ bei normalverteilter Grundgesamtheit:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

Als Maß für den mittleren Fehler der Einzelmessung wird die Standardabweichung σ angegeben:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (\Delta \bar{x})^2}{N-1}}$$

Die Standardabweichung ist unabhängig von der Anzahl N der Meßwerte und ist ein Maß für die Güte des Meßverfahrens. Sie kann nicht durch Erhöhung der Anzahl der Meßwerte verbessert oder beeinflußt werden. Der "wahre" Wert liegt mit einer Wahrscheinlichkeit von

68% im Intervall $\bar{x} \pm 1\sigma$,
 95% im Intervall $\bar{x} \pm 2\sigma$ und mit
 99% im Intervall $\bar{x} \pm 3\sigma$.

Ein weiteres Maß ist der mittlere Fehler des Mittelwerts der Grundgesamtheit des arithmetischen Mittels.

$$\sigma_m = \sqrt{\frac{\sum (\Delta \bar{x})^2}{N(N-1)}}$$

$\Delta \bar{x}$ = Abweichung der Einzelwerte x_i vom Mittelwert $\bar{x}$

N = Anzahl der Werte

Dieser Wert ist abhängig von N und verringert sich bei steigender Anzahl der Messungen um das $1/\sqrt{N}$ -fache.

9.2. Anwendung

Für die Streuung der Isotopenverhältnissen von Gesamtgesteins- und Mineralproben, wurden von MÜLLER-SOHNUS et al. (1987) drei charakteristische Einflußgrößen angegeben:

- Streuung der Meßwerte bei der massenspektrometrischen Messung.
- Reproduzierbarkeit der Isotopenverhältnisse von Proben nach Durchlaufen aller Arbeitsgänge des Labors.
- Natürliche Streuung der Isotopenverhältnisse einer Probe in einem untersuchten Gesteinskomplex.

Dieses Schema läßt sich anhand der Isotopenverhältnisse, die für diese Dissertation gewonnen wurden, an ausgewählten Beispielen deutlich nachvollziehen.

9.2.1. Streuung der Isotopenverhältnisse bei der massenspektrometrischen Messung

Die Rb-Isotopenverhältnisse von gespickten Proben wurden am Massenspektrometer MAT CH4 im 'peak-switching'-Verfahren bestimmt. Aus 3 Meßblöcken zu je 10 Einzelmessungen wurde das durchschnittliche $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ -Verhältnis ermittelt. Die absolute durchschnittliche Standardabweichung der $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ -Verhältnisse liegen bei ± 0.0005 (1σ).

Die Sr-Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteins- und Mineralproben der Lokalität Markredwitz wurden mit dem Massenspektrometer MAT 261 ermittelt, das zu dieser Zeit mit einem Doppelkollektor ausgestattet war.

Die Messungen erfolgten im 'peak-switching' Verfahren, wobei durch Änderung des Magnetfeldes der Ionenstrahl abgelenkt wurde, sodaß die entsprechenden Massen auf die beiden Faradaykollektoren trafen. Die relative durchschnittliche Standardabweichung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 34 Gesamtgesteinsmessungen beträgt für dieses Meßverfahren $1\sigma_{\text{rel}} = \pm 0.3\text{‰}$.

Durch die Umrüstung mit einem variablen Multikollektor, bei dem keine Veränderung des Magnetfeldes während der Messung notwendig war, verbesserte sich die relative durchschnittliche Standardabweichung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse auf $1\sigma_{\text{rel}} = \pm 0.08\text{‰}$ (Durchschnitt von 17 Gesamtgesteinsproben).

Der relative durchschnittliche Fehler von 41 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen, die mit dem Multikollektor ermittelt wurden, liegt bei $1\sigma_{\text{rel}} = \pm 0.05\text{‰}$.

9.2.2. Reproduzierbarkeit der Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen

Die bisher angestellten Überlegungen galten nur für eine Streuung der Isotopenverhältnisse, die durch die Meßgeräte MAT 261 und MAT CH4 verursacht wurde. Um die Fehlereinflüsse der chemischen Aufbereitung zu erkennen, müssen mindestens zwei Aliquoten der selben Probe mit dem gleichen Verfahren aufgeschlossen und gemessen werden. Für jede Doppelbestimmung ergibt sich ein Mittelwert, der mit einem Fehler behaftet ist. Die Reproduzierbarkeit ist der mittlere Fehler (1σ) aller Abweichungen der Doppelbestimmungen, die für ein bestimmtes Verfahren durchgeführt wurden. Die Reproduzierbarkeit besagt, mit welcher Genauigkeit die Isotopenverhältnisse und die Elementkonzentrationen der untersuchten Proben für ein bestimmtes Verfahren im Labor ermittelt werden können.

Neun Doppelaufschlüsse von Gesamtgesteinsproben der Lokalität Markredwitz ergaben eine relative Reproduzierbarkeit der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Doppelkollektormessungen von $1\sigma_{\text{rel}} = \pm 0.063\%$.

Vier Doppelaufschlüsse von Gesamtgesteinsproben der Lokalität Tirschenreuth-Mähring, die mit dem Multikollektorsystem ermittelt wurden, weisen eine wesentlich kleinere relative Reproduzierbarkeit von $1\sigma_{\text{rel}} = \pm 0.017\%$ auf.

Sechs Doppelaufschlüsse, die alle mit dem variablen Multikollektor bestimmt wurden, ergeben eine Reproduzierbarkeit der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von $1\sigma = \pm 0.018\%$. Dieser Fehler entspricht ± 0.2 ε -Einheiten.

Für die Reproduzierbarkeit der Konzentrationsbestimmungen erhält man für Rubidium: $1\sigma_{\text{rel}} = \pm 0.83\%$ (N=13) und für Strontium $1\sigma_{\text{rel}} = \pm 1.11\%$ (N=13).

Für Sr-Doppelkollektormessungen ergibt sich eine Reproduzierbarkeit von $1\sigma_{\text{rel}} = \pm 0.92\%$ (N=9), für Sr-Multikollektormessungen von $1\sigma_{\text{rel}} = \pm 1.72\%$ (N=4, davon ein signifikanter Ausreißer).

Die Reproduzierbarkeit der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse liegt bei $\pm 0.44\%$.

9.2.3. Streuung der Isotopenverhältnisse in der Natur: Fehlerbetrachtung zur Isochronenberechnung

Die Isochronenmethode fordert eine lineare Korrelation der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - bzw. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse kogenetischer Gesamtgesteins- oder Mineralproben. Aus der Steigung einer Regressionsgeraden durch die im orthogonalen Koordinatensystem aufgetragenen Datenpunkte, ergibt sich der Alterswert t . Der y-Achsenabschnitt entspricht dem Isotopenanfangsverhältnis i zur Zeit $t=0$. Voraussetzung für die Aussagekraft des Alterswertes einer Isochrone ist, daß es sich um ein geschlossenes Isotopen-System handelt.

Da im Isochronendiagramm die Abszissen- und die Ordinatenwerte mit Fehlern behaftet sind, müssen beide Fehler bei der Berechnung einer Geraden durch die Meßpunkte berücksichtigt werden. Diese Berechnung erfolgt nach der Methode der kleinsten Quadrate (McINTYRE, 1966; YORK, 1966; WENDT in BROOKS et al., 1968).

Der Fehler des Alterswerts und des Anfangsverhältnisses sind von den Fehlern der Isotopenverhältnisse und der Elementkonzentrationen abhängig. Der MSWD- (mean square of weighted deviates) oder χ^2 -Test gibt an, ob eine lineare Korrelation im Mittel innerhalb der Fehler der Meßwerte vorliegt. Eine lineare Korrelation ist gegeben, wenn der MSWD-Wert < 1 ist. Rb/Sr-Alterswerte und Anfangsverhältnisse wurden nach WENDT in BROOKS et al. (1968) berechnet. Die Fehler der Isotopenverhältnisse sowie die resultierenden Fehler für Alter und Anfangsverhältnis sind 1σ -Fehler, die ein Vertrauensintervall von 68% angeben.

Tab. 12 zeigt eine Übersicht der Rb/Sr-Isochronenalter und Anfangsverhältnisse der 3 untersuchten Gesteinskomplexe, wobei die unter 9.2.1. und 9.2.2. aufgeführten Fehlerfaktoren berücksichtigt wurden. Meßgenauigkeit und Reproduzierbarkeit unterschreiten bei weitem den Bereich der natürlichen Streuung der Isotopenverhältnisse der von MÜLLER-SOHNUS et al. (1987) für die Gesteine des ostbayerischen Kristallins mit $1\sigma_{rel} = \pm 0.53\%$ angegeben wurden.

Bei der Isochronenberechnung wurde als Fehler des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse die Standardabweichung der massenspektrometrischen Messung angenommen, da sie im Vergleich mit der Reproduzierbarkeit der größere Fehler ist. Sie beträgt $1\sigma_{rel} = \pm 0.3\%$ für Doppelkollektormessungen und $1\sigma_{rel} = \pm 0.08\%$ für Multikollektormessungen.

Der relative Fehler der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen ist $1\sigma_{rel} = \pm 2\%$. Dieser Wert ergibt sich aus der durchschnittlichen Reproduzierbarkeit der Rb-Konzentrationsbestimmung von Kristallingesteinen, die bisher am Massenspektrometer MAT CH4 durchgeführt wurden (MÜLLER-SOHNUS et al., 1987).

Tabelle 12. Ergebnisse von Isochronenberechnungen mit unterschiedlichen Fehlern der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse.

Lokalität	N	$1\sigma_{rel}$ ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$)	$1\sigma_{rel}$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	t (Ma)	i ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	MSWD
Marktrechwitz	24	$\pm 0.44\%$	$\pm 0.062\%$	467 ± 2	0.70578 ± 2	5.00
	24	$\pm 2.0\%$	$\pm 0.3\%$	468 ± 9	0.70578 ± 9	1.05
Tirschenreuth-Mähring	7	$\pm 0.44\%$	$\pm 0.017\%$	470 ± 7	0.70511 ± 7	3.88
	7	$\pm 2.0\%$	$\pm 0.08\%$	470 ± 33	0.70511 ± 35	0.84
Reuth/Erbendorf	6	$\pm 0.44\%$	$\pm 0.017\%$	545 ± 4	0.70414 ± 5	9.11
	6	$\pm 2.0\%$	$\pm 0.08\%$	545 ± 16	0.70413 ± 23	2.00

Ein Vergleich der Isochronenberechnung nach WENDT in BROOKS et. al (1968) und YORK (1966)* ergibt geringe Unterschiede in Alter und Anfangswert (Tab. 13). Die Unterschiede liegen innerhalb des Streubereichs, den BROOKS et. al. (1972) anhand von Testdaten für verschiedene Isochronenprogramme ermittelte. Die maximalen Differenzen der Alterswerte sind demnach 0.11%, die der Anfangsverhältnisse 0.03%.

*Das Programm zur Isochronenberechnung nach YORCK (1966) wurde freundlicherweise von Herrn Dr. F. Söllner, Institut für Geologie der Universität München, zur Verfügung gestellt.

Tabelle 13. Vergleichende Isochronenberechnungen nach WENDT in BROOCKS et al. (1968) und YORK (1966).

nach WENDT in BROOCKS et al. (1968)					nach YORK (1966)		
Lokalität	N	t (Ma)	i	MSWD	t (Ma)	i	MSWD
Marktrechwitz	24	468±9	0.70578±9	1.05	466±9	0.70579±7	1.24
Tirschenreuth- Mähring	7	470±33	0.70511±35	0.84	471±33	0.70511±17	1.19
Reuth/Erbendorf	6	545±16	0.70413±23	2.00	547±17	0.70410±21	2.54

10. TABELLEN

Tabelle 14. Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

a.) Intrusivkomplex von Marktredwitz

Probe	Rb(ppm)	Sr(ppm)
Basische Varietäten		
D2A	74	935
D3C	82	580
D5A	81	1025
D6B	64	2200
D6C	79	1600
Diorite		
D2B	82	870
D2C	86	860
D2D	101	935
D3A	82	770
D3D	79	820
D3E	114	660
D5B	88	854
D5C	83	860
Granodiorite		
D1A	117	630
D1C	147	660
D7A	143	425
D7B	147	425
D7C	130	460
D8A	134	735
Hybridgesteine		
D1B	147	660

b.) Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring

Probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)
D20	89	525
D23A	90	617
D23B	118	725
D24A	120	655
D24C	105	820
D25	118	585

c.) Granodiorite von Reuth/Erbendorf

Probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)
D9A	63	485
D9B	51	650
D14	118	350
D15	89	420
D17	55	495
D18	68	359

d.) Hausinterne Konzentrationsstandards (Diorite des Regensburger Waldes)

Probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)
R150A	143	824
R54D	170	320
R88D	230	143
R42B	112	123

Tabelle 15a. Rb/Sr- und Sm/Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse

Probe	Rb	Sr	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$
Basische Varietäten						
D2A/1	37.6	1055.9	0.101	0.70658	± 36	± 7
D2A/2						
D3C	32.0	784.8	0.129	0.70610	± 10	± 2
D5A/1	87.6	1043.3	0.243	0.70735	± 19	± 3
D5A/2	87.1	1032.9	0.244	0.70725	± 24	± 6
D6B/1	41.0	2097.1	0.057	0.70614	± 19	± 4
D6B/2	41.8	2126.0	0.057	0.70616	± 19	± 5
D6C/1	50.4	1728.3	0.084	0.70633	± 10	± 2
D6C/2	49.8	1701.2	0.085	0.70647	± 18	± 3
D29	45.7	1146.1	0.115	0.70663	± 19	± 4
Diorite						
D2B	66.0	948.9	0.201	0.70709	± 28	± 6
D2C	80.5	953.6	0.244	0.70734	± 9	± 2
D2D	102.7	982.7	0.303	0.70795	± 12	± 2
D3A	84.4	889.7	0.275	0.70779	± 21	± 5
D3B	69.5	835.6	0.241	0.70751	± 16	± 4
D3D	63.7	911.4	0.202	0.70756	± 11	± 2
D3E/1	116.3	858.4	0.392	0.70834	± 7	± 2
D3E/2	118.7	886.1	0.388	0.70818	± 23	± 5
D5B	94.4	907.6	0.314	0.70760	± 17	± 4
D5C/1	94.8	914.5	0.300	0.70722	± 13	± 3
D5C/2	95.2	929.9	0.296	0.70720	± 23	± 5

(Elementkonzentrationen in ppm)

von Gesamtgesteinsproben der Lokalität Marktredwitz.

Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$	ε	$\varepsilon(320\text{Ma})$	t_{CHUR}	t_{DM}
7.6	58.9	0.0780	0.512311 $\pm 19\pm 5$ 0.512318 $\pm 32\pm 6$			-6.4 -6.2	-1.7	432	742
9.3	67.4	0.0830	0.512313 $\pm 30\pm 6$			-6.3	-1.8	449	765
8.9	66.7	0.0804	0.512332 $\pm 20\pm 4$ 0.512341 $\pm 28\pm 6$			-6.0 -5.8	-1.3	413	732
7.9	60.3	0.0788	0.512287 $\pm 25\pm 5$			-6.9	-2.2	467	770
8.3	64.1	0.0816	0.512293 $\pm 15\pm 3$			-6.7	-2.2	470	778

(Modellalter in Ma)

Tabelle 15b. Rb/Sr- und Sm/Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse

Probe	Rb	Sr	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$
Granodiorite						
D1A/1	138.0	660.9	0.605	0.71010	± 10	± 2
D1A/2	138.6	664.6	0.604	0.71015	± 56	± 11
D1C/1	117.4	596.6	0.489	0.70945	± 9	± 2
D1C/2						
D7A/1	146.3	431.8	0.981	0.71244	± 9	± 2
D7A/2						
D7B/1	147.4	401.6	1.063	0.71276	± 6	± 1
D7B/2	148.1	405.1	1.059	0.71272	± 13	± 2
D7C/1	137.1	467.2	0.850	0.71163	± 9	± 2
D7C/2	134.0	461.1	0.842	0.71169	± 35	± 8
D8A/1	141.8	724.2	0.567	0.70931	± 7	± 1
D8A/2	139.3	714.9	0.564	0.70928	± 26	± 4
Hybridgesteine						
D1B	155.0	569.4	0.788	0.71127	± 11	± 2
G27B	178.2	495.8	1.041	0.71265	± 21	± 5
D30/1	192.3	340.3	1.636	0.71614	± 13	± 3
D30/2						
D64						
(Elementkonzentrationen in ppm)						

von Gesamtgesteinsproben der Lokalität Marktredwitz.

Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$	ε	$\varepsilon(320\text{Ma})$	t_{CHUR}	t_{DM}
10.2	72.6	0.0850	0.512228 $\pm 25 \pm 5$			-8.0	-3.6	576	864
			0.512242 $\pm 35 \pm 7$			-7.7			
9.3	65.2	0.0865	0.512231 $\pm 11 \pm 3$			-7.9	-3.6	580	870
			0.512221 $\pm 25 \pm 5$			-8.1			
10.6	80.2	0.0799	0.512262 $\pm 19 \pm 5$			-7.3	-2.7	505	801
			0.512264 $\pm 39 \pm 8$			-7.3			
10.4	75.4	0.0833	0.512191 $\pm 23 \pm 6$			-8.7	-4.2	618	893
10.7	70.3	0.0878	0.512191 $\pm 20 \pm 4$			-8.7	-4.4	645	921
			0.512197 $\pm 25 \pm 5$			-8.6			
8.1	54.1	0.0905	0.512208 $\pm 23 \pm 6$			-8.4	-4.2	636	920

(Modellalter in Ma)

Tabelle 16. Rb/Sr- und Sm/Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse

Probe	Rb	Sr	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$
D20	76.9	602.1	0.370	0.707626	± 50	± 15
D21/1	78.2	649.0	0.349	0.707449	± 50	± 11
D21/2	78.7	649.8	0.351	0.707435	± 50	± 11
D23A/1	66.0	690.0	0.277	0.706995	± 34	± 7
D23A/2	66.3	691.5	0.278	0.707015	± 44	± 9
D23B/1	105.1	856.8	0.355	0.707486	± 55	± 10
D23B/2	106.1	855.6	0.359	0.707519	± 60	± 12
D24A/1	113.7	773.8	0.425	0.708097	± 33	± 7
D24A/2	122.0	822.0	0.430	0.708115	± 68	± 14
D24C	118.5	944.0	0.363	0.707406	± 56	± 12
D25A	122.7	718.4	0.494	0.708348	± 33	± 7

(Elementkonzentrationen in ppm)

Tabelle 17. Rb/Sr- und Sm/Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse

Probe	Rb	Sr	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$
D9A	98.2	480.4	0.591	0.708735	± 80	± 16
D9B	130.2	559.7	0.673	0.709241	± 87	± 17
D14	107.4	356.2	0.873	0.711410	± 47	± 9
D15	132.4	345.5	1.109	0.712088	± 56	± 12
D17	154.1	381.3	1.170	0.713328	± 53	± 11
D18	147.9	336.3	1.270	0.714014	± 86	± 17

(Elementkonzentrationen in ppm)

von Gesamtgesteinsproben der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring.

	Sm	Nd	$\frac{147\text{Sm}}{144\text{Nd}}$	$\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$	ε	$\varepsilon(320\text{Ma})$	t_{CHUR}	t_{DM}
	7.9	44.4	0.1077	$0.512373 \pm 24 \pm 6$			-5.2	-1.7	471	884
	9.0	59.2	0.0923	$0.512377 \pm 24 \pm 6$			-5.1	-1.0	393	746
	9.2	59.6	0.0937	$0.512369 \pm 18 \pm 5$			-5.2	-1.2	411	762
	8.7	49.0	0.1078	$0.512382 \pm 18 \pm 5$			-5.0	-1.5	456	834
	8.6	48.7	0.1062	$0.512385 \pm 28 \pm 7$			-4.9	-1.4	442	819

(Modellalter in Ma)

von Gesamtgesteinsproben der Granodiorite von Reuth/Erbendorf.

Probe	Sm	Nd	$\frac{147\text{Sm}}{144\text{Nd}}$	$\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$	ε	$\varepsilon(320\text{Ma})$	t_{CHUR}	t_{DM}
	7.8	47.1	0.1001	$0.512342 \pm 26 \pm 7$			-5.8	-2.0	483	831
	8.3	49.0	0.1020	$0.512263 \pm 21 \pm 5$			-7.3	-3.6	625	937
	8.3	52.4	0.0952	$0.512271 \pm 20 \pm 5$			-7.2	-3.1	569	881
	10.4	69.1	0.0910	$0.512222 \pm 18 \pm 5$			-8.1	-3.9	691	908
	10.2	62.6	0.0980	$0.512237 \pm 19 \pm 5$			-7.8	-3.9	640	939

(Modellalter in Ma)

Tabelle 18. Sm- und Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteinsproben des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen.

Probe	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$	ε	$\varepsilon(320\text{Ma})$	t_{CHUR}	t_{DM}
651	9.9	64.5	0.0925	0.512234 $\pm 19\pm 5$			-7.8	-3.8	610	905
653	10.5	69.0	0.0916	0.512239 $\pm 23\pm 6$			-7.8	-3.6	597	893
654	9.1	57.3	0.0955	0.512241 $\pm 23\pm 6$			-7.6	-3.7	618	917
655	3.6	23.1	0.0946	0.512251 $\pm 19\pm 5$			-7.6	-3.5	597	900
659	7.8	49.4	0.0954	0.512252 $\pm 27\pm 7$			-7.5	-3.5	600	870

(Sm- und Nd-Konzentrationen in ppm; Modellalter in Ma)

Tabelle 19. Sm- und Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteinsproben des Liebensteiner Granits.

Probe	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 2\sigma_m$	ε	$\varepsilon(320\text{Ma})$	t_{CHUR}	t_{DM}
2119	4.4	21.5	0.1228	0.512162 $\pm 23\pm 6$			-9.3	-6.4	1026	1264
2120	4.6	22.6	0.1220	0.512134 $\pm 23\pm 6$			-9.8	-6.9	1073	1291
2121	5.1	27.4	0.1135	0.512140 $\pm 20\pm 5$			-9.7	-6.5	954	1195
1951	4.3	22.7	0.1153	0.512128 $\pm 22\pm 6$			-9.9	-6.7	989	1221
2275	3.5	18.0	0.1177	0.512135 $\pm 18\pm 5$			-9.8	-6.7	1014	1244
2276	3.1	15.7	0.1192	0.512157 $\pm 25\pm 6$			-9.4	-6.3	983	1225
2277	4.0	21.1	0.1160	0.512154 $\pm 24\pm 6$			-9.5	-6.3	951	1197

(Sm- und Nd-Konzentrationen in ppm; Modellalter in Ma)

Tabelle 20. Sm- und Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse von Mineralen der Probe D3A, Lokalität Marktredwitz.

Probe	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ $\pm 1\sigma$ $\pm 2\sigma_m$	ϵ
D3A GG	10.8	80.2	0.0816	0.512293 $\pm 15\pm 3$	-6.7
Titanit	552	3444	0.0918	0.512321 $\pm 20\pm 4$	-6.2
Hornblende	17.3	133.3	0.0784	0.512283 $\pm 23\pm 6$	-6.9

(Sm- und Nd-Konzentrationen in ppm)

Tabelle 21. Atomgewichte und stabile Isotopenverhältnisse der Elemente Rubidium, Strontium, Neodym und Samarium

Rubidium

	Atomgewicht	Häufigkeit in %	Isotopenverhältnis
^{85}Rb	84.98	72.15	$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2.5907$
^{87}Rb	86.97	27.85	(NIER, 1960)
Rb_{ges}	85.56		

Strontium

Masse	Atomgewicht	Häufigkeit in %*	Isotopenverhältnisse
^{84}Sr	83.9134	0.557	$^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.00675$
^{86}Sr	85.9099	9.861	$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$
^{87}Sr	86.9089	6.991	$^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.08465$
^{88}Sr	87.9056	82.590	$^{88}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 1.0000$
Sr_{ges}	87.62		

*bei $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7090$

Neodym

Masse	Atomgewicht*	Häufigkeit in %**	Isotopenverhältnisse+
^{142}Nd	141.907731	27.21	$^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 1.141827$
^{143}Nd	142.909823	12.2	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638^{++}$
^{144}Nd	143.910096	23.79	$^{144}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 1.0000$
^{145}Nd	144.912582	8.92	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.348417$
^{146}Nd	145.913126	17.8	$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$
^{148}Nd	147.916901	5.748	$^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$
^{150}Nd	149.920900	5.625	$^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.236418$
Nd_{ges}	144.2397 ⁺⁺		

*WAPSTRA & BOS (1977), **CAMERON & WICHERS (1962),

+ WASSERBURG et al. (1981), ++ JACOBSEN & WASSERBURG (1980).

Samarium

Masse	Atomgewicht*	Häufigkeit in %**	Isotopenverhältnisse ⁺
¹⁴⁴ Sm	143.912009	3.075	¹⁴⁴ Sm/ ¹⁴⁷ Sm=0.205504
¹⁴⁷ Sm	146.914907	15.0	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁷ Sm=1.0000
¹⁴⁸ Sm	147.914832	11.24	¹⁴⁸ Sm/ ¹⁴⁷ Sm=0.74970
¹⁴⁹ Sm	148.917136	13.82	¹⁴⁹ Sm/ ¹⁴⁷ Sm=0.92160
¹⁵⁰ Sm	149.917285	7.83	¹⁵⁰ Sm/ ¹⁴⁷ Sm=0.49213
¹⁵² Sm	151.919741	26.74	¹⁵² Sm/ ¹⁴⁷ Sm=1.78308
¹⁵⁴ Sm	153.922218	22.75	¹⁵⁴ Sm/ ¹⁴⁷ Sm=1.51704
Sm _{ges}	150.3656		

*WAPSTRA & BOS (1977), ** HEATH (1964;1965), + WASSERBURG et al. (1981).

Tabelle 22. Isotopenverteilungen in den verwendeten Spikes

Rubidium: ^{87}Rb -Spike Oak Ridge

Masse	Häufigkeit in %	Isotopenverhältnisse
^{85}Rb	0.8243	$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}=0.0031$
^{87}Rb	99.1757	

Strontium: ^{84}Sr -Spike NBS SRM 988

Masse	Häufigkeit in %	Isotopenverhältnisse
^{84}Sr	99.892	$^{84}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}=1.0000$
^{86}Sr	0.059	$^{86}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}=0.000589$
^{87}Sr	0.01	$^{87}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}=0.000098$
^{88}Sr	0.039	$^{88}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}=0.000386$

CALI (1973)

Neodym: ^{145}Nd -Spike Oak Ridge #161601

Masse	Häufigkeit in %	Isotopenverhältnisse*
^{142}Nd	0.90794	$^{142}\text{Nd}/^{145}\text{Nd}=0.0098017\pm3$
^{143}Nd	0.65608	$^{143}\text{Nd}/^{145}\text{Nd}=0.0071471\pm3$
^{144}Nd	0.0276586	$^{144}\text{Nd}/^{145}\text{Nd}=0.0276586\pm4$
^{145}Nd	91.79795	$^{145}\text{Nd}/^{145}\text{Nd}=1.0000$
^{146}Nd	3.67252	$^{146}\text{Nd}/^{145}\text{Nd}=0.0400065\pm5$
^{148}Nd	0.28305	$^{148}\text{Nd}/^{145}\text{Nd}=0.0030834\pm2$
^{150}Nd	0.1508	$^{150}\text{Nd}/^{145}\text{Nd}=0.0016426\pm7$

* $\pm 2\sigma_m$

Samarium: ^{149}Sm -Spike Oak Ridge #167302

Masse	Häufigkeit in %	Isotopenverhältnisse*
^{144}Sm	0.07915	$^{144}\text{Sm}/^{149}\text{Sm}=0.000866\pm2$
^{147}Sm	1.20876	$^{147}\text{Sm}/^{149}\text{Sm}=0.013210\pm2$
^{148}Sm	2.78881	$^{148}\text{Sm}/^{149}\text{Sm}=0.030479\pm3$
^{149}Sm	91.50360	$^{149}\text{Sm}/^{149}\text{Sm}=1.0000$
^{150}Sm	2.05209	$^{150}\text{Sm}/^{149}\text{Sm}=0.022426\pm4$
^{152}Sm	1.651968	$^{152}\text{Sm}/^{149}\text{Sm}=0.018053\pm2$
^{154}Sm	0.715664	$^{154}\text{Sm}/^{149}\text{Sm}=0.007822\pm5$

* $\pm 2\sigma_m$

Isotopenverhältnisse nach massenpektrometrischen Messungen der Spikes

11. AUFSCHLUß- UND GESTEINSBESCHREIBUNG

11.1. Lokalität Marktredwitz (Topographische Karte Nr. 5938 Blatt Marktredwitz)

I. Südöstliche Auffahrtsschleife der Staatsstraße Marktredwitz-Wölsau zur Bundesstraße 15. H 554085 bis 554095; R 450812 bis 450789.

Probe D1A: Anstehender, mittelkörnig-gleichkörniger Granodiorit. Im weiteren Verband befinden sich granitische Apophysen und porphyrischer Granit.

Probe D1B: Ungleichkörniges Hybridgestein (Mischung Diorit/Granit) mit bis zu 5 cm langen Kalifeldspäten. Die ungleichkörnige Matrix besteht aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit.

Probe D1C: Mittelkörniger, gleichkörniger Granodiorit (Tonalit) mit hornblendereichen Konkretionen.

II. Steinbruch Wölsauer Höhe. 300 m südlich Lorenzreuth H 554160 bis 554159; R 450798 bis 450780.

Probe D2A: Homogener, mittelkörnig-gleichkörniger Quarz-Norit mit bis zu 2 cm großen Biotiten, Erzführung und Titanitflecken.

Probe D2B: Mittelkörnig bis feinkörniger homogener Diorit.

Probe D2C: Feinkörniger, homogener und sehr dichter Diorit mit hohem Hornblendegehalt.

Probe D2D: Mittelkörniger bis ungleichkörniger Diorit (Quarzmonzodiorit). Sperrig angeordnete Biotite und Hornblenden und braunrote, bis zu 0.5cm große, Titanitflecken.

III. Abbau am 'Flußbühl' NE von Lorenzreuth. H 554296 bis 554159; R 450850 bis 450845.

Probe D3A: Feinkörniger bis mittelkörniger Diorit (Quarzdiorit) mit Titanitflecken.

Probe D3B: Mittelkörniger, ungleichkörniger Diorit (Quarzdiorit) mit sperrig angeordneten Biotiten und Hornblendekonkretionen.

Probe D3C: Diese feinkörnige, homogene und sehr dichte Probe (Gabbro) zeichnet sich durch zahlreiche, etwa 0.3 cm große Hornblendekonkretionen aus.

Probe D3D: Mittelkörniger ungleichkörniger Diorit (Quarzdiorit) mit sperrigem, "redwitzitischem" Biotitgefüge.

Probe D3E: Kalifeldspatreicher, inhomogener, mittel- bis grobkörniger Diorit. Kalifeldspatreiche Zonen mit bis zu 1 cm großen Biotiten wechseln mit homogenen biotit- und hornblendereichen, basischen Bereichen. Die Probe ist leicht verwittert.

IV. Steinbruch Grafenstein. 700 m nordöstlich der Straßenkreuzung der Bundesstraße B 15 und der Staatsstraße Oberthölau-Seußen. H 554490; R 450830.

Probe D5A: Ungleichkörniger, homogener, mittelkörniger Quarz-Monzogabbro. Dasplagioklasreiche Gestein enthält bis zu 1 cm große Biotite und bis zu 0.5 cm große Titanitflecken.

Probe D5B: Inhomogener Diorit, ungleichkörnig, mittel- bis grobkörnig. 1 cm bis 2 cm große quarz- und kalifeldspatreiche Zonen wechseln mit mittelkörnig-homogenen, biotit- und hornblendereichen Domänen.

Probe D5C: Homogener gleichkörnig-mittelkörniger Diorit mit Titanitflecken.

V. Straßenanschnitt Bundesstraße B 15, 800m nördlich von Lorenzreuth.
H 554338; R 450780.

Probe D6B: Ungleichkörnige, inhomogene Probe (Quarz-Monzogabbro) mit bis zu 1.5 cm großen Hornblendekongregationen und wenig Biotit.

Probe D6C: Dunkle ungleichkörnige Varietät mit großen Biotiten, sehr hornblendereich, 0.5 cm große xenomorphe Plagioklase und auffallend viel Pyrit.

VI. Steinbruch Steinich. An der Staatsstraße Grafenstein-Röthenbach bei Punkt 536. H 554646; R 451070.

Probe D7A: Mittelkörniger, schwach inhomogener Granodiorit mit vielen auffallend frischen Titaniten.

Probe D7B: Mittelkörniger bis grobkörniger, homogener Granodiorit mit unregelmäßigem Erstarrungsggefüge.

Probe D7C: Mittelkörniger bis feinkörniger Granodiorit mit Titanitflecken. Im Gestein sind hypidiomorphe, an den Kanten gerundete 1 cm bis 2 cm lange Kalifeldspäte eingelagert.

VII. Teichmühle. 250m-500m nordwestlich der Siedlung Teichmühle. H554486; R 451113 (D8A), H 554519; R 451150 (G27B), H 554590; R 451090 (D64).

Probe D8A: Inhomogener, ungleichkörnig-porphyrischer Granodiorit mit bis zu 2cm langen Kalifeldspäten und bis zu 1cm großen Quarzkongregationen. Die Grundmasse ist mittel- bis feinkörnig und zeichnet sich durch sperrig angeordnete Biotite, Erzführung und Titanflecken aus.

Probe D27B: Granodioritisches bis granitisches Hybridgestein. Es ist durch tafelige, bis zu 7cm langer Kalifeldspäte, die meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind, gekennzeichnet. Die Kalifeldspäte sind zonierte und enthalten nach (010) flächenparallel eingeregelter Biotit- und Plagioklaseinschlüsse. Die Grundmasse ist inhomogen und ungleichkörnig.

Proben D64: Granodioritisches Hybridgestein mit bis zu 4 cm langen Kalifeldspäten. Inhomogene und ungleichkörnige Grundmasse.

VIII: Haager Rainung. 370 m südöstlich Wölsau. H 554075; R 450868.

Probe D29: Mittelkörniger, ungleichkörniger Gabbro mit Pyritführung und bis zu 3 cm großen Biotiten..

IX. Bahneinschnitt bei Seußen. H 554479; R 451184.

Probe D30: Hybridgestein mit inhomogenem, zum Teil porphyrischem Gefüge mit 2 cm bis 6 cm langen Kalifeldspäten und 2 cm großen Quarzknuern. Die Grundmasse ist granodioritisch bis dioritisch und fein- bis mittelkörnig.

11.2. Lokalität Tirschenreuth-Mähring

X. Waldstück südsüdwestlich von Dippersreuth. Topographische Karte Nr. 6140 Blatt Tirschenreuth. H 552544; R 452983.

Probe D20: Schwach inhomogener mittelkörnig-gleichkörniger Diorit. 0.5 cm große feldspatreiche Zonen wechseln mit biotit- und hornblendereichen Bereichen.

Probe D21: Feinkörnig-gleichkörniger, homogener, sehr dichter Diorit.

XI. Feldrain bei Ebersberg. Topographische Karte Nr. 6041 Blatt Treppenstein. H 552860; R 453635.

Probe D23A: Mittelkörnig- bis feinkörniger Gabbrodiorit mit sperrig angeordneten, kleinen (0.5cm) Biotiten.

Probe D23B: Dunkler, inhomogener Diorit mit sperrigem (redwitzitischem) Biotitgefüge. Auch hier wechseln feldspatreiche Zonen mit biotit- und hornblendereichen Domänen.

XII. Straßenanschnitt bei Redenbach. Topographische Karte Nr. 6140 Blatt Tirschenreuth. H 552743; R 453479.

Probe D24A: Dunkler, mittelkörnig-homogener Gabbrodiorit.

Probe D24B: Dunkler, mittelkörniger Gabbrodiorit mit sperrigem (redwitzitischem) Biotitgefüge.

Probe D24C: Dunkler, homogener, gleichkörnig-mittelkörniger Gabbrodiorit.

XIII. Wald bei Lauterbach. topographische Karte Nr. 6140 Blatt Tirschenreuth. H 552695; R 453223.

Probe D25: Dunkler, homogener, gleichkörnig-mittelkörniger Gabbrodiorit (ähnlich der Proben D 24).

11.3. Lokalität Reuth bei Erbdorf (Topographisch Karte Nr. 6138 Blatt Erbdorf)

XIV. Eichholz, 700 m südöstlich Reuth. H 552251; R 450909.

Probe D9A: Homogener, gleichkörniger, mittelkörniger Granodiorit.

Probe D9B: Homogener, fein- bis mittelkörniger Diorit mit Titanitflecken.

XV. Bahnhof Reuth. H 552239; H 450853.

Probe D14: Homogener mittelkörniger Granodiorit mit bis zu 0.5 cm großen Biotiten.

XVI. Steinbühl. H 552275; R 450716.

Probe D15: Homogener, gleichkörniger, mittelkörniger Granodiorit mit Titanitführung.

XVII. Bahneinschnitt Flur Mauerbühl. H 552406; R 450938.

Probe D17: Mittelkörniger, gleichkörniger Granodiorit mit biotitreichen Zonen. In dieser Probe ist eine leichte Planarregelung der Biotite zu erkennen.

XVIII. Röthenbach a. Steinwald. H 552389; R 450919.

Probe D18: Heller, gleichkörnig-mittelkörniger, homogener Granodiorit.

12. LITERATUR

- AHRENDT, H., CLAUER, N. FRANKE, W., HANSEN, B.T. & TEUFEL, S. (1986): Oberpfalz, Geochronologie. - Poster-Programm 2. KTB-Kolloquium 19.9-21.9.1986: 8, Seeheim/Odenwald.
- ALLEGRE, C.J. & BenOTHMAN, D. (1980): Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. - *Nature.*, 286: 335-342.
- ALLEGRE, C.J., DUPRE, B., RICHARD, L., ROUSSEAU, D. & BROOCKS, C. (1982): Subcontinental versus suboceanic mantle II: Nd-Sr-Pb isotopic comparison of continental tholeiites with mid-oceanic ridge tholeiites and the structure of continental lithosphere. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, 57: 25-34.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P. & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. - *Tectonophysics*, 109: 15-40.
- BESANG, C., HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. and WENDT, I. (1976): Radiometrische Datierungen, geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. - *Geol. Jb.*, E 8: 3-71.
- BLÜMEL, P. (1984): Mitteldruck- und Niederdruckmetamorphose in den außeralpinen Varisziden Mitteleuropas. - *Fortschr. Mineral.*, 62, Beih., 1: 28-29.
- BLÜMEL, P. (1985): Excursion guide - Oberpfalz, 2nd international symposium on observation of the continental crust through drilling (KTb): 23-30.
- BLÜMEL, P. (1986): Die metamorphe Entwicklung der mitteleuropäischen Varisziden. - *Abstr. 76. Jahrestagung Geol. Vereinigung Giessen*: 11-12.
- BLÜMEL, P. (1987): Syndeformative subduction and obduction in the Variscan basement of South Germany. - *Abstr. S10.43, EUG IV Terra cognita*, 7, 2-3: 164.
- BRAITSCH, O. (1957a): Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. - *Ab. hess. L.-Amt Bodenforschung*, 18: 21-72.
- BROOCKS, C. HART, S.R. & WENDT, I. (1972): Realistic Use of Two-Error Regression Treatments as Applied to Rubidium-Strontium Data. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10: 2, 551-577.

- BROOCKS, C., HART, S.R. & HOFMANN, A. (1976): Rb-Sr mantle isochrons from oceanic regions. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32: 51-61.
- CALI, P.J. (1973): Certificate of Analysis: Standard Reference Material 988, National Bureau of Standards, Washington, D.C.
- CAMERON, A.E. & WICHERS, E. (1962): Report of the International Commission on Atomic Weights. - *J. Am. Chem. Soc.*, 84: 4175-4197.
- CARL, C., DILL, H., KREUZER, H. & WENDT, I. (1985): U/Pb- und K/Ar-Datierungen des Uranvorkommens Höhenstein/Oberpfalz. - *Geol. Rdsch.*, 74/3: 483-504.
- CARLSON, R.W., LUGMAIR, G.W. & McDougall, J.D. (1981): Columbia River volcanism: The question of mantle heterogeneity or crustal contamination. - *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 45: 2483-2499.
- CHAPPELL, B.W., & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. - *Pacific Geol.*, 8: 173-174.
- CHRISTEN, H. (1969): Grundlagen der allgemeinen und anorganischen Chemie. - Staudacher-Salle Verlag, Frankfurt, 576 pp.
- DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. (1976): Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. - *Geophys. Res. Lett.*, 3: 743-746.
- DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. (1979): Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their mantle sources. - *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 76: 3056-3060.
- DePAOLO, D.J. (1981): A Nd and Sr isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. - *J. Geophys. Res.*, 86: 10470-10488.
- DePAOLO, D.J. (1981a): Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. - *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 53: 189-202.
- FAURE, G. (1977): Principles of Isotope Geology. - Wiley & Sons New York, 646pp.
- FAURE, G. (1987): Principles of Isotope Geology. Second Edition. - Wiley & Sons New York, 589pp.

- FISCHER, G. (1957): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz.- 6. Sonderheft z. Zeitschr. DER AUFSCHLUß: "Die Oberpfalz": 7-27.
- FISCHER, G. (1965): Über die modale Zusammensetzung der Eruptiva im ostbayerischen Kristallin. - *Geologica Bavarica*, 55: 7-32.
- FISCHER, W., SCHREYER, W., TROLL, G., VOLL, G. & HART, S.R. (1968): Hornblendealter aus dem ostbayerischen Grundgebirge. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 11: 385-404.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. - *Geotekt. Forsch.*, 68: 1-253.
- GEBAUER & GRÜNENFELDER, M. (1973): Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Altersbestimmung im Bayerischen Teil des Moldanubikums. - *Fortschr. Mineral.*, 50, Beih. 3: 4.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1979): U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg Gneiss Massif, NE Bavaria. - *Earth. Planet. Sc. Lett.* 42: 35-44.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1973): Age and origin of detrital zircons from the pre-Permian basement of the Bohemian Massif and the Alps. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40: 105-130.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatexitic gneiss region: The Moldanubikum of the Area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 45: 37-63.
- v. GÜMBEL, C. W. (1879): Geognostische Beschreibungen des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. - Gotha 1879.
- HABFAST, K. (1982): Fractionation in the thermal ionization source. - *Int. J. Mass. Spectrom. Ion. Phys.*, 51: 165-189.
- HANSEN, B.T., TEUFEL, S. & AHRENDT, H. (1988): Geochronology of the Moldanubian-Saxothuringian transition zone, North East Bavaria, West Germany. - *Tectonophysics* (in Druck).
- HARRISON, T.M. & McDUGALL, I. (1980): Investigations of an intrusive contact, Northwest Nelson, New Zealand - I. Thermal, chronological and isotopic constraints. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 1985-2003.

- HARTWIG, E (1968): Fehler- und Ausgleichsrechnung. - B.I. Hochschultaschenbücher, Bibliographisches Institut, Mannheim: 262pp.
- HAWKESWORTH, C.J. & VOLLMER, R. (1979): Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics. - Contrib. Mineral. Petrol., 69: 151-165.
- HEATH, R.L. (1964,1965): Tabel of Isotopes. - Handbook of Chemistry and Physics, 45th edit. B-4_B-92.
- HOFMANN, A. & WHITE, W.M. (1981): Mantle plumes from ancient oceanic crust. - Earth Planet. Sic. Lett., 57: 421-436.
- HOFMANN, B., KÖHLER, H & MÜLLER-SOHNUS, D. (1986): Geochronologische Untersuchungen in der Oberpfalz. - Poster-Programm 2. KTB-Kolloquium 19.9-21.9.1986: 10, Seehelm/Odenwald.
- HOLL, A. & ALTHERR, R. (1987): Hercynian I-type granitoids of Northern Vosges: Documents of increasing arc maturity.- Abstr S12.06, EUG IV Terra cognita, 7, 2-3: 174.
- JACOBSEN, S.B. & WASSERBURG, G.J. (1980): Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. - Earth. Planet. Sic. Lett., 50: 139-155.
- JACOBSEN, S.B. & WASSERBURG, G.J. (1981): Sm-Nd isotopic systematics in Angara Dos Reis. - Lunar Planet. Sic., XII: 500-502. Lunar Planet. Inst.
- JÄGER, E. (1979): Introduction to geochronology, the Rb-Sr method.- Lectures in isotope geology. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg: 329 pp.
- KISTLER R.W., CHAPPELL, B.W., PECK, D.L. & BATEMANN, P.C. (1986): Isotopic variations in the Tuolumne Intrusive Suite, central Sierra Nevada, California. - Contrib. Mineral. Petrol. 94: 205-220.
- KÖHLER, H., MÜLLER-SOHNUS, D. & CAMMANN, K.C. (1974): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger und Flossenbürger Granits, NE Bayern. - N. Jb. Miner. Abh., 123/1: 63-85.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1976): Ergänzende Rb/Sr-Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger und Flossenbürger Granits, NE Bayern. - N. Jb. Miner. Mh., 8: 354-365.

- KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1981): Rb-Sr areal-isochrons. - Abstr. M14, EUG I Terra cognita: 95-96.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1985): Rb-Sr-Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE Bayerns) Teil 1: Paragneisanatexite. - N. Jb. Mineral. Abh. 151: 1-28.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1986): Rb-Sr- Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE Bayerns) Teil 1: Intrusivgesteine. - N. Jb. Mineral. Abh. 155: 219-241.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variscischen Gebirgsbaues. - Abh. Sächs. Geol. L.-A., 1: 32pp.
- KREUZER, H., LENZ, H., HARRE, W., MATTHES, S., OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1973): Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart, Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen. - Geol. Jb., A9: 69-88.
- KREUZER, H. & HARRE, W. (1975): K/Ar Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des kristallinen Odenwalds. In: AMSTUTZ, G.C., MEISL, S. & NICKEL, E. (eds.) Mineralien und Gesteine im Odenwald. Aufschluß, Sonderband 27.
- KREUZER, H., STETTNER, G., LENZ, H. & LENZ, K.L. (1987): Timing of Palaeozoic tectogenetic phases in NE Bavaria. - Abstr S10.49, EUG IV Terra cognita, 7, 2-3: 165-166.
- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K.L. & RASCHKA, H. (1988): K/Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massiv.- Tectonophysics (in Druck).
- LENZ, H. (1986): Rb/Sr Gesamtgesteins-Altersbestimmung am Weissenstadt-Marktleuthener Porphyrygranit des Fichtelgebirges. - Geol. Jb., Reihe E., 34: 67-76.
- LIEW, T.C. & McCULLOCH, M.T. (1984): Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from a Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. - Geochim. Cosmochim. Acta, 49: 587-600.
- LIEW, C.T. & HOFMANN, A. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. - Contrib. Mineral. Petrol., 98: 129-138.

- LIPPOLT, H.J., BARANYI, I. & RACZEK, I. (1976): Rb/Sr chronology of orthogneisses in the eastern Odenwald and the southern Spessart/Germany. - ECOC IV, 65.
- LISTER, G.S., ETHERIDGE, M.A. & SYMONDS, P.A. (1986): Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. - *Geology* 14: 246-250.
- LUGMAIR, G.W. (1974): Sm-Nd ages: a new dating method. - *Meteoritics*, 9: 369.
- LUGMAIR, G.W., SCHEININ, N.B. & MARTI, K. (1975): Search for the extinct ^{146}Sm , 1. The isotopic abundance of ^{142}Nd in the Juvinas meteorite. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 79-84.
- MAGETTI & NICKEL (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. - *N. Jb. Mineral. Abh.*, 119: 232-265.
- McCULLOCH, M.T. & PERFIT, M.R. (1981): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56: 51-64.
- McCULLOCH, M.T. & CHAPPELL, B.W. (1982): Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58: 51-64.
- McINTYRE, G.A., BROOKS, C., COMPSTON, W. & TUREK, A. (1966): The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. - *J. Geophys. Res.*, 71: 5459-5468.
- MIESSLER, C & PROPACH, G. (1987): Genese der Redwitzite von Marktrechwitz. - *Fortschr. Miner.*, 65, Beih. 1: 137.
- MILLER, C.F. & BRADFISCH, L.J. (1980): An inner Cordilleran belt of muscovite-bearing plutons. - *Geology*, 8: 412-416.
- MÜLLER-SOHNUS, D., CAMMANN, K. & KÖHLER, H. (1974): The use of a desk calculator for the ON-LINE measurement of isotopic abundances. - *Int. J. Mass. Spectrom. Ion. Phys.*, 15: 155-164.
- MÜLLER-SOHNUS, D., v. DRACH, V., HORN, P. & KÖHLER, H. (1987): Altersbestimmungen an der Münchberger Gneissmasse, Nordost-Bayern. - *N. Jb. Min. Abh.*, 156: 175-206.
- NELSON, D.R., McCULLOCH, M.T. & SUN, S.S. (1986): The origin of ultra-potassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 55: 231-245.

- NICOLAYSEN, L.O. (1961): Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks. - Ann. N.Y. Acad. Sic. 91 Art.2: 198-278.
- NIER, A.O. (1938): Isotopic constitution of Sr, Ba, Bi, Tl, and Hg. - Phys. Rev., 54: 275-278.
- NIER, A.O. & BRAINBRIDGE K.T. (1960): Relative isotopic abundances of the elements. - Prelim Rep. 9, Nuc. Sci. Ser. Nat. Coun. U.S.
- OKRUSCH, M. (1983): The Spessart Crystalline Complex, northwest Bavaria (Excursion Guide). - Fortschr. Mineral., 61, Beih. 2: 135-169.
- OKRUSCH, M. & RICHTER, R. (1969): Zur Geochemie der Dioritgruppe. Vergleichende Untersuchungen an Gesteinen des Bayerischen Waldes, des Spessarts und des Odenwaldes (Süd-Deutschland). - Contr. Miner. Petrol., 21: 75-110.
- PITCHER, W.S. (1979): The nature, ascent and emplacement of granite magmas. - J. Geol. Soc. London, 136: 627-662.
- PITCHER, W.S. (1982): The nature ascent and emplacement of granite magmas. - In: HUS, K. (ed). Mountain building processes. London, Academic Press: 19-40.
- RICHTER, P. & STETTNER, G. (1979): Geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. - Geol. Bavarica, 78: 1-127.
- RUSSEL, W.A., PAPANASTASSIOU, D.A. & TROMBELLO, T.A. (1978): Ca isotope fractionation on the Earth and solar system materials. - Geochim. Cosmochim. Acta, 42: 1075-1090.
- SCHREYER, W. (1965): Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldaubikum östlich Tirschenreuth/Opf., nachgewiesen durch phasen-petrologische Untersuchungen. - Geol. Rdsch., 55: 491-509.
- SÖLLNER, F., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1981): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneissmasse, NE Bayern, Teil 1, Gesamtgesteinsdatierungen. - N. Jb. Miner. Abh., 141: 1, 90-112.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. - Earth Planet. Sic. Lett., 36: 359-362.

- STETTNER, G. (1960): Über die geologische Entwicklung des Fichtelgebirges.
- Aufschluß, 8 Sonderheft: 9-32.
- STETTNER, G. (1979): Der Grenzbereich Saxothuringikum-Moldanubische Region im Raum Tirschenreuth-Mähring (Oberpfalz) und die Situation des Uran-führenden Präkambriums. - Z. dt. geol. Ges., 130: 561-574.
- STETTNER, G. (1980): Zum geologischen Aufbau des Fichtelgebirges. - Aufschluß, 31: 319-403.
- STETTNER, G. (1981): Grundgebirge.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) Erläuterungen zur geologischen Karte Bayerns 1 : 500 000, 3. Aufl, 7-29.
- STETTNER, G. & RICHTER, P. (1985): Excursion guide - Oberpfalz, 2nd international symposium on observtarion of the continental crust through drilling (KTB): 34-40.
- STOSCH, H.G. & LUGMAIR, G.W. (1986): Geochemistry and Evolution of Eclogites from the Münchberg Gneiss Massif/W. Germany. - Abstr., ICOG VI, Dept. Earth Sci. Univ. Cambridge, Cambridge 1986.
- TEUFEL, S., AHRENDT, H. & HANSEN, B.T. (1985): U-Pb und Rb-Sr Altersbestimmungen im Übergangsbereich Moldanubikum/ Saxothuringikum, NE Bayern. - Fortschr. Mineral., 63, Beih. 1 : 234.
- TROLL, G. (1968): Gliederung der redwitzitischen Gesteine Bayerns nach Stoff- und Gefügemerkmalen. Teil I: Die Typlokalität von Marktrechwitz in Oberfranken. - Bayer. Akademie d. Wiss. Abh., 133: 86 pp.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatischer Gesteine. - Beih. geol. Jb., 42: 1-382.
- WAGNER-LOHSE, C. & BLÜMEL, P. (1984): Prograde Regionalmetamorphose vom Niederdruck-Typ in der Grenzzone Saxothuringikum/Moldanubikum E Tirschenreuth/ NE Bayern. - Fortschr. Mineral., 62 Beih. 1: 254-255.
- WAPSTRA, A.H. & BOS, K. (1977): The 1977 atomic mass evaluation in four parts: Part I. Atomic mass table. - At. Data Nucl. Data Tables, 19: 177-214.

- WASSERBURG, G.J., JACOBSEN, S.B., DePAOLO, D.J., McCULLOCH, M.T. & WEN, T. (1981): Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 45: 2311-2323.
- WEBER, K. & VOLLBRECHT, A. (1986): Kontinentales Tiefbohrprojekt der Bundesrepublik Deutschland (KTB), Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Oberpfalz. - 2. KTB-Kolloquium 19. 9 - 21.9. 1986, Seeheim/Odenwald: 186pp.
- WEBER, K. (1986): Oberpfalz, Entwicklungsmodelle. - Poster-Programm 2. KTB-Kolloquium 19.9-21.9.1986: 34, Seeheim/Odenwald.
- WEBER-DIEFENBACH (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotit-Dioriten, Hornblende-Dioriten und Metamorphiten des mittleren kristallinen Odenwalds. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 120: 119-146.
- WEDEPOHL, K.H. (1987): Kontinentaler Intraplatten-Vulkanismus am Beispiel der tertiären Basalte der Hessischen Senke. - *Fortschr. Miner.*, 65: 19-47.
- WELTNER, K. (1986): Mathematik für Physiker. Lehrbuch Band 2. - Friedr. Vieweg & Sohn Braunschweig/Wiesbaden. 237 pp.
- WENDT, I. (1968) in BROOKS, C., WENDT, I. & HARRE, W. (1968): A two-error regression treatment its application to Rb-Sr and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -ratios of younger Variscian granitic rocks from Schwarzwald Massif, southwest Germany. - *J. Geophys. Res.*, 73: 6071-6084.
- WENDT, I. (1972): Radiometrische Methoden in der Geochronologie. - *Clausthaler Tektonische Hefte*, 13, Clausthal Zellerfeld, 126 pp.
- WENDT, I., KREUZER, H., MÜLLER, P. & SCHMIDT, H. (1986). Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen des Falkenberger Granits. - *Geol. Jb. Reihe E.*, 34: 5-66.
- WHITE A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. - *Geol. Soc. Am. Memb.*, 159: 21-34.
- WILLMANN, K. (1920): Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamporphyren. - *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 71 Nr.1/2: 1-33.
- WURM, A. (1932): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000 Blatt Wunsiedel Nr. 82. - Bayer. Oberbergamt München: 46pp.

YORK, D. (1966): Least-square fitting of a straight line. - Can. J. Phys., 44: 1079-1086.

ZIEGLER, P.A. (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of the European Alpine foreland. - Terra Cognita, 4: 51-58.

13.	Verzeichnis der Abbildungen	Seite
1	Übersichtskarte der variszischen Grundgebirgseinheiten Europas	5
2	Schematische geologische Karte des variszischen Grundgebirges der westlichen Böhmlischen Masse	7
3	Schematische geologische Karte des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz	17
4	Vereinfachte geologische Karte des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz	22
5	Geologisch-tektonische Übersichtskarte für die Übergangszone von Saxothuringikum und Moldanubikum zwischen Tirschenreuth und Mähring	26
6	Schematische geologische Karte der Lokalität Reuth/Erbendorf und ihr geologischer Rahmen	28
7	Rb/Sr-Isochronendiagramm für 24 Gesamtgesteinsproben des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz	35
8	Rb/Sr-Isochronendiagramm für 7 Gesamtgesteinsproben der Sillin intrusionen der Zone Tirschenreuth-Mähring	36
9	Rb/Sr-Isochronendiagramm für 6 Gesamtgesteinsproben der Granodiorite von Reuth/Erbendorf	37
10	Konzentration von radiogenem Argon in Abhängigkeit von der Kaliumkonzentration für Hornblenden des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz	42
11	Konzentration von radiogenem Argon in Abhängigkeit von der Kaliumkonzentration für Biotite des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz	42
12	Modell der zeitlichen Entwicklung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse nach Bildung der Erde	48
13	Schematische Darstellung zur Relevanz von Nd-Modellaltern bei Veränderung der Sm/Nd-Verhältnisse	51
14	Sm/Nd-Isochronendiagramm für 2 Minerale (Hornblende und Titanit) und eine Gesamtgesteinsprobe (D3A) eines Diorits der Lokalität Marktrechwitz	53

15 a	Schematische Darstellung zu Entstehung fiktiver Rb/Sr-Isochronen	60
15 b	—"	61
15 c	—"	62
16	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den reziproken Sr-Konzentrationen für basische bis intermediäre und saure Magmatite Nordostbayerns.	65
16 a	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den reziproken Sr-Konzentrationen für Gesamtgesteinsproben des Intrusivkomplexes von Marktrechwitz, des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen und des Liebensteiner Granits	66
16 b	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den reziproken Sr-Konzentrationen für Gesamtgesteinsproben der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring, des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen und des Liebensteiner Granits	68
16 c	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den reziproken Sr-Konzentrationen für Gesamtgesteinsproben der Granodiorite von Reuth/Erbendorf, des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen und des Liebensteiner Granits	69
17	ϵ_{Nd} -Werte in Abhängigkeit von den $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnissen für basische bis intermediäre und saure Magmatite Nordostbayerns	71
18	ϵ_{Nd} -Werte in Abhängigkeit von den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnissen für basische bis intermediäre und saure Magmatite Nordostbayerns	73
19	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den Nd-Modellaltern für basische bis intermediäre und saure Magmatite Nordostbayerns	75
20	Schematisiertes Nd-Entwicklungsdiagramm für die gemeinsame basische Endkomponente HC der Magmatite von Marktrechwitz	80
21	Schematisches Modell zur Erklärung der kaledonischen Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter	82
22	Verteilung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und ϵ_{Nd} -Werte von I- und S-Typ-Granitoiden des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas	86

14.	Verzeichnis der Tabellen	Seite
1	Biotit-Gesamtgesteinsalter der Lokalität Marktredwitz	38
2	Biotit-Gesamtgesteinsalter der Sillintrusionen von Tirschenreuth-Mähring	39
3	Biotit-Gesamtgesteinsalter der Granodioriet von Reuth/Erbendorf	39
4	K/Ar-Hornblende- und Biotitalter von Gesteinen der Lokalität Marktredwitz	41
5	Durchschnittliche Konzentrationen und Elementverhältnisse von Sm und Nd in Gesteinen und Mineralen	44
6	Schließtemperaturen für bestimmte Minerale	57
7 a	Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopendaten von I-Typ Granitoiden des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas	84
7 b	Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopendaten von S-Typ Granitoiden des variszischen Grundgebirges Mitteleuropas	85
8	Anweisung zur Trennung von Rubidium, Strontium und Seltene Erden durch Ionenaustauschersäulen	95
9	Anweisung zur Trennung von Samarium und Neodym an HDEHP-Ionenaustauschersäulen	97
10	Referenzmaterial NBS 607 (Kalifeldspat)	109
11	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von Isotopenstandards	110
12	Ergebnisse von Isochronenberechnungen mit unterschiedlichen Fehlern der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse	116
13	Vergleichende Isochronenberechnungen nach WENDT in BROOCKS et al., (1968) und YORK (1966)	117
14	Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen	118
15a/b	Rb/Sr- und Sm/Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteinsproben der Lokalität Marktredwitz	120

16	Rb/Sr- und Sm/Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteinsproben der Sillintrusionen von Tirschenreuth/Mähring	124
17	Rb/Sr- und Sm/Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteinsproben der Granodiorite von Reuth/Erbendorf	124
18	Sm- und Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteinsproben des Granits von Weißenstadt-Marktleuthen	126
19	Sm- und Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteinsproben des Liebensteiner Granits	126
20	Sm- und Nd-Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse von Mineralen der Proben D3A, Lokalität Marktrechwitz	127
21	Atomgewichte und stabile Isotopenverhältnisse der Elemente Rubidium, Strontium, Neodym und Samarium	128
22	Isotopenverteilungen in den verwendeten Spikes	130

Curriculum vitae

Persönliche Daten

Name: Karl Peter Holl
Geburtsdatum: 20. Juni 1957
Geburtsort: 7900 Ulm
Staatsangehörigkeit: deutsch
Familienstand: ledig

Schulbildung

1964-1967 Grundschule in Ulm

1967-1973 Realschule in Ulm
Abschluß: Mittlere Reife

1973-1976 Technisches Gymnasium Ulm
Abschluß: Fachgebundene Hochschulreife

Wehrdienst

1976-1977 Grundwehrdienst

Studium

1977-1984 Studium der Geologie an der Technischen
Universität München
Abschluß: Diplom-Geologe

1985-1989 Promotion am Mineralogisch-Petrographischen
Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München

Berufliche Tätigkeit

1985-1988 Wissenschaftlicher Angestellter am Mineralogisch-
Petrographischen Institut der Ludwig-Maximilians-
Universität München

seit 1. 9. 1988 Fachbeauftragter für Systementwurf, Messerschmitt-
Bölkow-Blohm GmbH, Ottobrunn bei München

